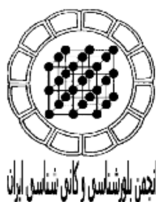
مجله بلورشناسی و کانی‌شناسی ایران

مقاله پژوهشی

سال بیست و هشتم، شمارهٔ دوم، تابستان ۹۹، از صفحهٔ ۵۰۷ تا ۵۲۶



سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ میزبان کربناتی معادن سرب و روی کاروانگاه و دهنو در شمال کوهبنان،کرمان

فاطمه زمانی[۱]، سیدرضا موسوی حرمی[*۱]، حامد زندمقدم[۲]، اسداله محبوبی[۱]

۱- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه فردوسی مشهد، مشهد، ایران

۲- گروه زمین شناسی، دانشکده علوم، دانشگاه شهید باهنر، کرمان، ایران

(دریافت مقاله: ۹۸/۵/۲، نسخه نهایی: ۹۸/۸/۲۲)

چکیده: سنگ میزبان کانسار سرب و روی در دو معدن کاروانگاه و دهنو (شمال کوهبنان) شامل سنگ‌های کربناتی مربوط به سازند شتری (تریاس میانی) است. رخساره های کربناتی شناسایی شده شامل دو مجموعه سنگ آهکی و دولومیتی بوده اما کانسارسازی بیشتر در رخساره‌های دولومیتی رخ داده است. بر اساس نتایج سنگ‌نگاری، دولومیت‌ها از چهار نوع ریزبلور، متوسط بلور، درشت بلور و بی تناسب (زین اسبی) هستند. دولومیت‌های شناسایی شده از نظر زمین‌شیمیایی (عناصر اصلی و فرعی) ویژگی‌های تقریباً مشابهی دارند و از این میان، غنی‌شدگی محسوسی در عناصر سرب و روی نشان می‌دهند. همچنین غنی‌شدگی مشخصی در مجموعه عناصر خاکی نادر نمونه‌های سنگ میزبان دیده می‌شود و همه نمونه‌ها دارای روندی تقریباً مشابه هستند. از این رو، با توجه به ویژگی‌های زمین‌شیمیایی تقریباً یکسان سنگ میزبان، به نظر می‌رسد که خاستگاه منیزیم برای دولومیتی‌شدن بیشتر آب دریا بوده اما اثر سیال-های کانه‌ساز در تشکیل دولومیت‌های درشت بلور نیز قابل اهمیت است.

واژه‌های کلیدی: *سنگ‌نگاری؛ زمین‌شیمی؛ دولومیت؛ سرب و روی؛ شمال کوهبنان.*

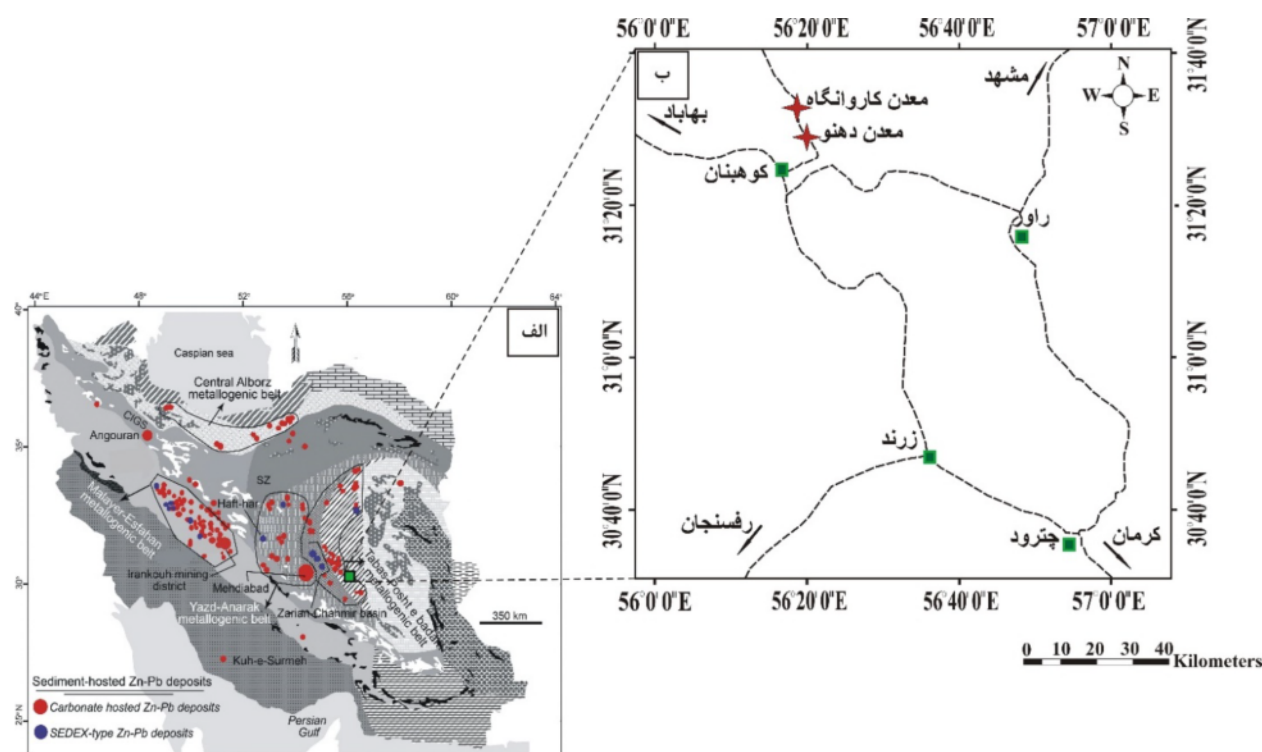
مقدمه

پیرامون شهرستان کوهبنان واقع در شمال استان کرمان، نهشته‌ها و معادن سرب و روی بسیاری وجود دارد که به صورت فعال و برخی غیر فعال مشخص می‌شوند. این معادن از کانسارهای نوع دره می‌سی‌سی‌پی بوده و نهشته‌های در برگیرنده آنها سنگ‌های کربناتی (سنگ آهکی_دولومیتی) هستند [۱، ۲]. کانی‌سازی در این معادن اغلب به صورت رگه-ای و پرکننده فضای خالی درون شکستگی‌ها و درزه‌های زمین-ساختی است. بررسی‌های کانسنگ معادن سرب و روی پیرامون کوهبنان [۲-۵] نشان داده است که گالن، سروزیت، اسفالریت، کالامین، همی‌مورفیت و هیدروزینکیت همراه با کانی‌های باطله‌ای چون گوتیت و هماتیت درون رگه‌ها را پرکرده‌اند. هر چند که ماده معدنی از جنبه‌های مختلف کانی‌شناسی و زمین شیمیایی بررسی شده، اما در مورد نهشته‌های سنگ میزبان بررسی جامعی انجام نشده است. از آنجا که سنگ میزبان کانسارها به عنوان یکی از عوامل مهم و اثرگذار در خاستگاه سیال‌های کانه‌ساز و جایگیری ماده معدنی محسوب می‌شود، بررسی آن می‌تواند در شناسایی خاستگاه و اکتشاف سایر معادن منطقه اهمیت داشته باشد. هدف از این پژوهش بررسی رخساره‌های رسوبی، سنگ‌نگاری و زمین‌شیمی سنگ میزبان کانسار سرب و روی در شمال کوهبنان و به ویژه در گستره دو معدن فعال کاروانگاه با مختصات جغرافیایی ۳۱ درجه و ۳۲ دقیقه عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۲۰ دقیقه طول شرقی و معدن دهنو در ۳۱ درجه و ۲۹ دقیقه عرض شمالی و ۵۶ درجه و ۱۹ دقیقه طول شرقی است که به ترتیب در ۱۵ و۱۰ کیلومتری شمال شرق شهرستان کوهبنان قرار دارند (شکل۱).

*نویسنده مسئول، تلفن: ۰۹۱۵۱۱۰۰۹۳۷، نمابر: ۰۵۱۳۸۷۹۶۴۱۶، پست الکترونیکی: moussavi@um.ac.ir

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]



شکل ۱ الف) جایگاه دو معدن دهنو و کاروانگاه در نقشه کمربندهای فلززایی سرب و روی ایران (برگرفته از مرجع [۱۶]) و ب) موقعیت جغرافیایی و راه‌های دسترسی به معادن دهنو و کاروانگاه واقع در شمال شرق کوهبنان.

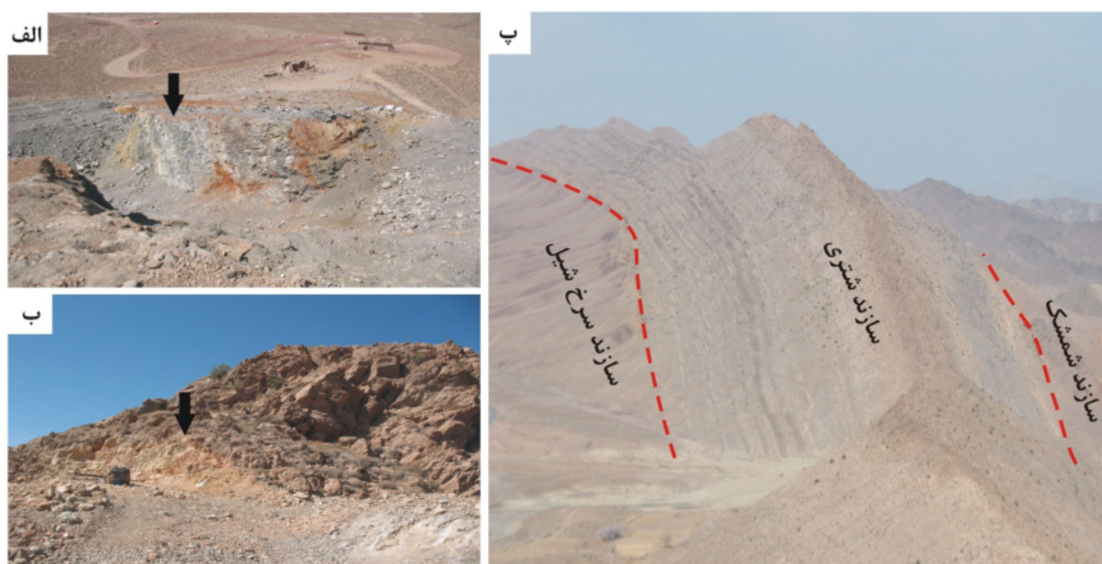
جایگاه زمین شناسی

فلززایی در ایران بیشتر نتیجه تکامل زمین‌ساختی اقیانوس‌های پالئوتتیس و نئوتتیس از نئوپروتروزوئیک تا زمان حال است و بیشتر ذخایر سرب و روی ایران در نزدیکی درزها و شکستگی‌های پهنه ایران مرکزی (قطعه‌های یزد، پشت بادام، طبس و لوت) قرار دارد [۶]. در منطقه بهاباد-کوهبنان (کرانه جنوب غربی قطعه طبس) واقع در کمربند فلززایی طبس-پشت بادام، تعدادی کانسار سرب و روی از نوع دره می‌سی‌سی‌پی وجود دارد (چون کانسار گوجر، تاج کوه، چاه سرب، آب حیدر، احمد آباد) که اغلب سنگ در برگیرنده آنها دولومیت‌های سازند شتری به سن تریاس میانی هستند [۷-۹]. سنگ‌های کربناتی میزبان سرب و روی در این منطقه به شدت چین خورده و کانه‌زایی اغلب با پهنه‌های دولومیت گرمابی در کنترل گسل همراه است [۱۰،۱۱]. این کانسارها در مقیاس محلی و به صورت چینه‌گران در برش‌ها، شکستگی‌ها و فضاهای خالی قرار دارند. از نظر تقسیم‌های رسوبی- ساختاری ایران [۱۲]، منطقه معادن کاروانگاه و دهنو (شکل‌های ۲ الف و ب) در پهنه ایران مرکزی و بخش غربی قطعه طبس (کمربند فلززایی طبس-پشت بادام) بین دو گسل اصلی کوهبنان و بهاباد واقع شده‌اند. پیچیدگی و بهم ریختگی توالی‌های سنگی در منطقه باعث سردرگمی چینه‌شناسی شده است که مهم‌ترین عامل آن را می‌توان فعالیت‌های شدید زمین‌ساختی به ویژه اثر دو گسل اصلی کوهبنان و بهاباد در نظر گرفت. هرچند که رخنمون‌های سنگی در منطقه شامل توالی‌های پرکامبرین پسین تا سنوزوئیک است اما با توجه به نقشه زمین‌شناسی ۱/۲۵۰۰۰۰ راور [۱۳]، نهشته‌های پالئوزوئیک-مزوزوئیک مهمترین واحدهای رسوبی منطقه محسوب می‌شوند. در شمال کوهبنان، نهشته‌های ماسه سنگی و شیلی تریاس پسین-ژوراسیک (سازندهای نایبند و آب حاجی از گروه شمشک) بیشترین رخنمون را دارند و با توجه به نبود فسیل‌های شاخص، می‌توان از آنها به عنوان نهشته‌های کلیدی برای شناسایی سایر سازندها استفاده کرد. حرکت‌های زمین‌ساختی در شمال کوهبنان سبب تشکیل چین‌خوردگی‌ها، ناودیس و تاقدیس‌هایی در مقیاس متفاوت شده است. معادن کاروانگاه و دهنو در یکی از این تاقدیس‌ها قرار داشته به طوری که معدن کاروانگاه در یال شمالی (شرقی) و معدن دهنو در یال جنوبی (غربی) قرار دارند.

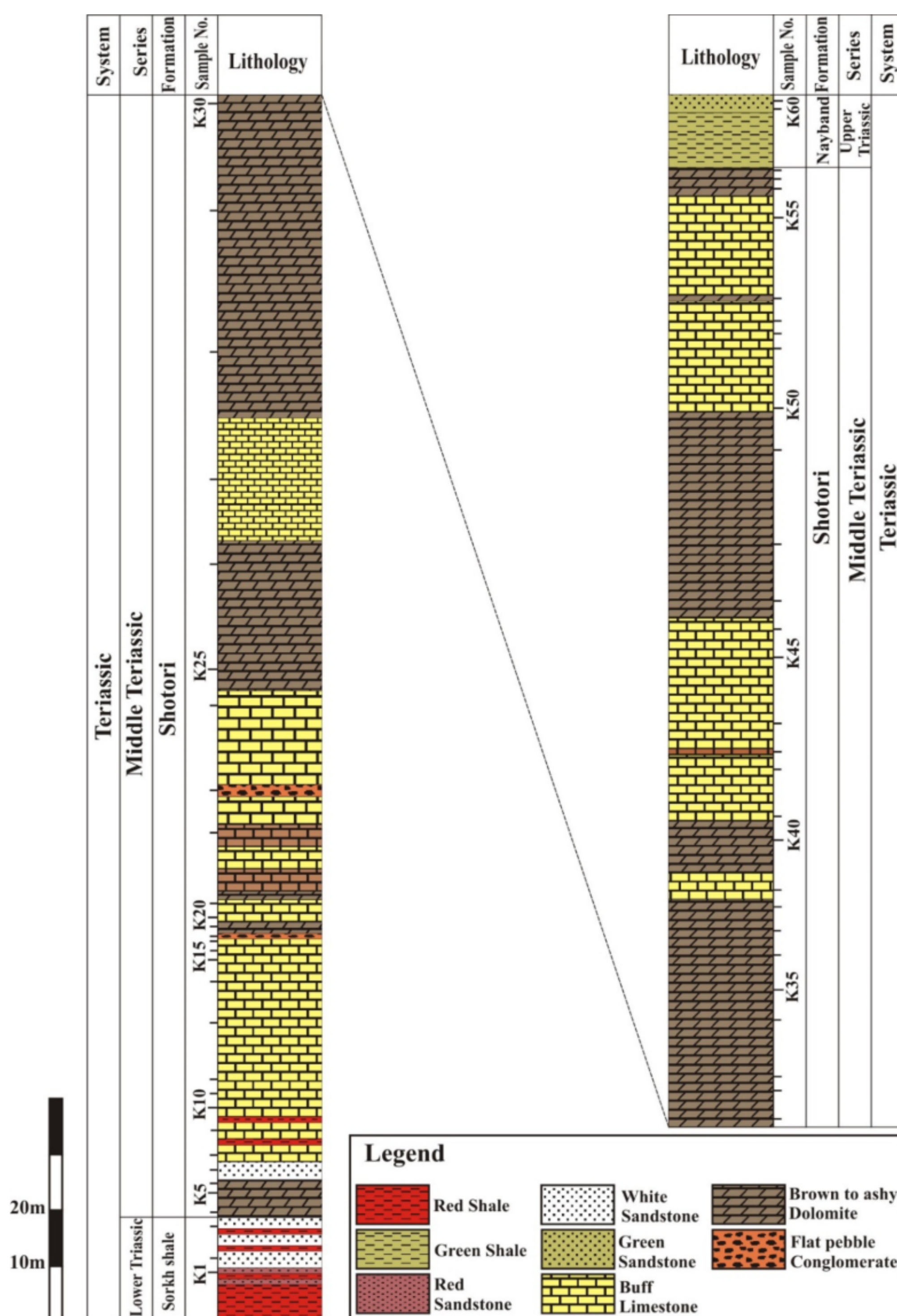
کانسارسازی اغلب در سنگ‌های دولومیتی و گاهی سنگ آهک دولومیتی رخ داده است که با مرزی تدریجی اما مشخص (افقی کربناتی زرد رنگ) بر نهشته‌های شیل و ماسه سنگ قرمز رنگی قرار دارند که در نقشه۱٫۲۵۰۰۰۰ راور [۱۳] به نام سازند داهو (کامبرین پیشین) هستند. نهشته‌های کربناتی سنگ میزبان در مرز بالایی نیز به تدریج به ماسه سنگ و شیل‌های سبز رنگ گروه شمشک می‌رسند. از این رو، با توجه به مرزهای تدریجی پایینی و بالایی و جایگاه چینه‌شناسی نهشته‌های مورد بررسی، به نظر می‌رسد که نهشته‌های سنگ میزبان مربوط به سازند شتری به سن تریاس میانی باشند [۱۴، ۱۵]. ویژگی‌های رخساره‌های سنگی در نهشته‌های قرمز رنگ زیرین [۱۶] نشان می‌دهد که این نهشته‌ها نیز وابسته به سازند سرخ شیل (تریاس پیشین) هستند که با مرزی تدریجی به نهشته‌های کربناتی سازند شتری تبدیل می‌شوند (شکل ۲ پ). درزه و گسل‌های ناشی از تنش‌های زمین‌ساختی در منطقه سبب ایجاد فضاهای خالی مختلفی در سنگ‌های کربناتی سازند شتری شده و این فضا بعدها توسط سیال کانه ساز پر گردیده و سرانجام ماده معدنی سرب و روی به صورت متقاطع با لایه بندی (به ندرت موازی با لایه‌ها) تشکیل شده است.

روش بررسی

در این پژوهش پس از بررسی منطقه دو معدن کاروانگاه و دهنو در نقشه‌های ۱:۲۵۰۰۰۰ راور [۱۳] و ۱٫۱۰۰۰۰۰ بهاباد، ۱۵۰ نمونه برداشت شدند. از آنجا که منطقه دستخوش فعالیت‌های زمین‌ساختی مختلفی شده است، اغلب برش‌های چینه‌شناسی دارای مرزهای گسله و نامشخص هستند. از این رو، طی بازدیدهای صحرایی یک برش چینه‌شناسی کامل از سازند شتری در نزدیکی معدن کاروانگاه انتخاب و نمونه برداری شد (شکل ۳). این برش به ضخامت ۴۰۷ متر می‌تواند به عنوان برشی مرجع برای مقایسه سنگ میزبان سرب و روی در سایر نقاط منطقه نیز استفاده شود. فعالیت‌های شدید زمین‌ساختی در نزدیکی معدن دهنو سبب تکرار و یا حذف برخی از رخساره‌ها شده است با این وجود، نمونه‌برداری از سنگ میزبان معدن دهنو نیز به صورت تصادفی و با تغییر مشخصات صحرایی رخساره‌ها و همچنین با تمرکز پیرامون رگه‌های معدنی انجام شد. تعداد ۱۰۰ مقطع نازک میکروسکوپی تهیه و برای بررسی‌های سنگ‌نگاری آماده شدند. به منظور تشخیص کانی کلسیت از دولومیت و انواع آهن‌دار از بدون آهن، مقاطع نازک با ترکیبی از محلول آلیزارین قرمز و فری سیانید پتاسیم به روش مرجع [۱۷] رنگ آمیزی شدند. نامگذاری سنگ‌های آهکی بر اساس مرجع [۱۸] انجام شد و برای تقسیم‌بندی دولومیت‌ها از روش مرجع [۱۹] استفاده گردید. پس از بررسی مقاطع نازک میکروسکوپی، ۱۵ عدد از آنها انتخاب و به روش کاتدولومینسانس سرد با دستگاه Technosyncold مدل 8200KM3 با بیشینه ولتاژ ۳۰ کیلوولت بررسی شدند.



شکل ۲ تصاویر صحرایی از برش اندازه‌گیری شده و گستره معدن کاری در منطقه مورد بررسی: الف) نمایی از فعالیت‌های معدنی رو باز در معدن کاروانگاه (دید به سمت غرب)، ب) نمایی از فعالیت‌های معدنی رو باز در معدن دهنو (دید به سمت شمال غرب) و پ: نمایی از برش کامل اندازه‌گیری شده از سازند شتری در گستره معدن کاروانگاه (دید به سمت شمال).



شکل ۳ ستون چینه‌شناسی سازند شتری در برش مورد بررسی (برش کاروانگاه).

عکسبرداری از نمونه‌ها درشرایط خلأ ۰٫۱۵ torr، ولتاژ ۱۲ kV و شدت جریان ۱۶۰ تا ۱۹۵ میکروآمپر توسط دوربین دیجیتال نیکون در گروه زمین‌شناسی دانشگاه فردوسی مشهد انجام شد. پس از بررسی‌های سنگ‌نگاری، تعداد ۱۵ نمونه از انواع مختلف سنگ میزبان آهکی و دولومیتی به منظور تجزیه عناصر اصلی، فرعی و عناصر خاکی نادر انتخاب به روش طیف‌سنجی جرمی پلاسمای جفت‌شده القایی، ICP-MS، به آزمایشگاه زرآزما تهران ارسال شدند.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]

سنگ‌نگاری

بررسی‌های صحرایی و میکروسکوپی انجام شده برای سنگ میزبان دو کانسار کاروانگاه و دهنو سبب شناسایی دو مجموعه سنگ آهکی و دولومیتی شده است. گفتنی است که کانه‌های فلزی تنها در سنگ‌های دولومیتی دیده شده و در مجموعه سنگ‌های آهکی هیچ اثری از کانسارسازی وجود ندارد. در ادامه، هر یک از مجموعه‌های سنگی شناسایی شده تشریح توضیح داده می‌شوند.

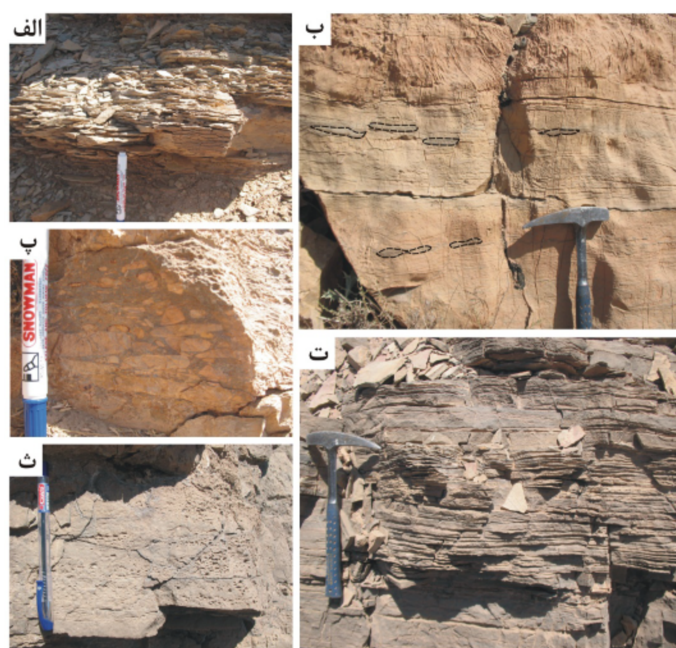
سنگ آهک‌ها

بررسی‌های میکروسکوپی نشان می‌دهد که مجموعه رخساره‌های سنگ آهکی از رخساره گِل‌سنگ، سنگ‌سبز زیست‌آواری و سنگ‌سبز درون‌آواری پلوئیدی تشکیل شده‌اند و در مجموع کمتر از ۱۰ درصد توالی چینه‌شناسی را شامل می‌شوند. حضور طبقه‌های با ساختار شعله‌ای (فلاسر)، لایه‌بندی‌های موازی و مورب و موج نماها از ویژگی‌های مهم این رخساره‌ها در صحرا محسوب می‌شوند (شکل ۴).

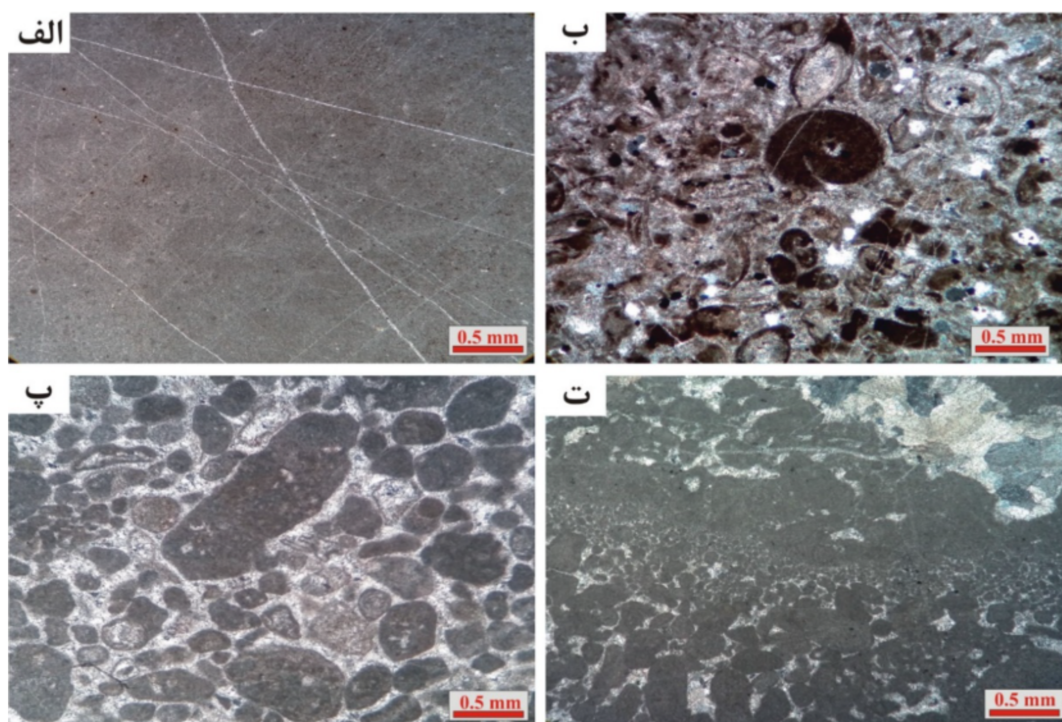
گِل‌سنگ: در این سنگ‌ها به ندرت خرده‌هایی از دو کفه‌ای‌ها به صورت پراکنده دیده می‌شود. حضور شکستگی‌ها و رگه‌های نازک ثانویه که با کلسیت پر شده‌اند از ویژگی‌های مشخص در این رخساره محسوب می‌شود (شکل ۵ الف).

سنگ‌سبز زیست‌آواری: مهمترین دانه‌های اسکلتی در این رخساره به ترتیب شامل دوکفه‌ای‌ها، شکم‌پایان و سپرپوستان است که در مجموع ۳۰ تا ۴۰ درصد از سنگ را تشکیل داده‌اند. این خرده‌ها در سیمانی از کلسیت شفاف ریزبلور قرار دارند (شکل ۵ ب). موج‌نماها و طبقه‌های فلاسر از جمله ویژگی‌های این رخساره در صحرا هستند (شکل‌های ۴ الف و ب).

سنگ‌سبز درون‌آواری پلوئیدی: اجزای تشکیل‌دهنده این رخساره اغلب شامل دانه‌های درون‌آواری (۴۰ تا ۶۰ درصد) است که در اندازه‌های بزرگتر از ۱ میلیمتر دیده می‌شوند. درون‌آواری‌ها به همراه ذرات پلوئید (کمتر از ۲۰ درصد) در زمینه‌ای از کلسیت شفاف قرار دارند. ذرات پلوئید بیشتر به صورت پراکنده در بین قطعه‌های درون‌آواری قرار دارند (شکل ۵ پ) اما گاهی در کنار هم یک توالی ریز شونده به سمت بالا را نشان می‌دهند (شکل ۵ ت) به طوریکه فراوانی ذرات پلوئید به ۳۰ تا ۴۵ درصد می‌رسد. همچنین خرده‌های فسیل دو کفه‌ای، شکم‌پایان و خارپوستان به ندرت (کمتر از ۸ درصد) و به صورت پراکنده در بین این اجزا دیده می‌شوند. گفتنی است که در بخش‌های ابتدایی توالی مورد بررسی، به طور موضعی قطعه‌های درون‌آواری در اندازه‌های ۲ تا ۷۰ میلیمتر در قالب کنگلومرای درون سازندی قابل مشاهده است (شکل ۴ پ).



شکل ۴ برخی از ویژگی‌های صحرایی سنگ آهک ها و دولومیت‌ها در برش مورد بررسی: الف) موجنماها و لایه‌بندی مورب موجی در رخساره‌های سنگ‌سبز. ب) طبقه‌های با ساختار شعله‌ای (فلاسر) در رخساره های سنگ‌سبز. پ: قطعه‌های درون‌آواری در قالب کنگلومرای درون سازندی که در قالب توالی ریزشونده دیده می‌شوند. ت) لایه‌بندی موازی تا کمی مورب در دولومیت‌های ریزبلور و ث) بافت شبکه‌ای در دولومیت‌های ریزبلور.



شکل ۵ تصاویر میکروسکوپی از سنگ‌های آهکی مورد بررسی: الف) گِل‌سنگ دربردارنده رگه‌های بسیاری از کلسیت، ب) سنگ‌سبز زیست‌آواری دارای قطعه‌های فسیلی متنوع، پ) سنگ‌سبز درون‌آواری پلوئیدی و ت) سنگ‌سبز درون‌آواری پلوئیدی ریز شونده به سمت بالا.

دولومیت‌ها

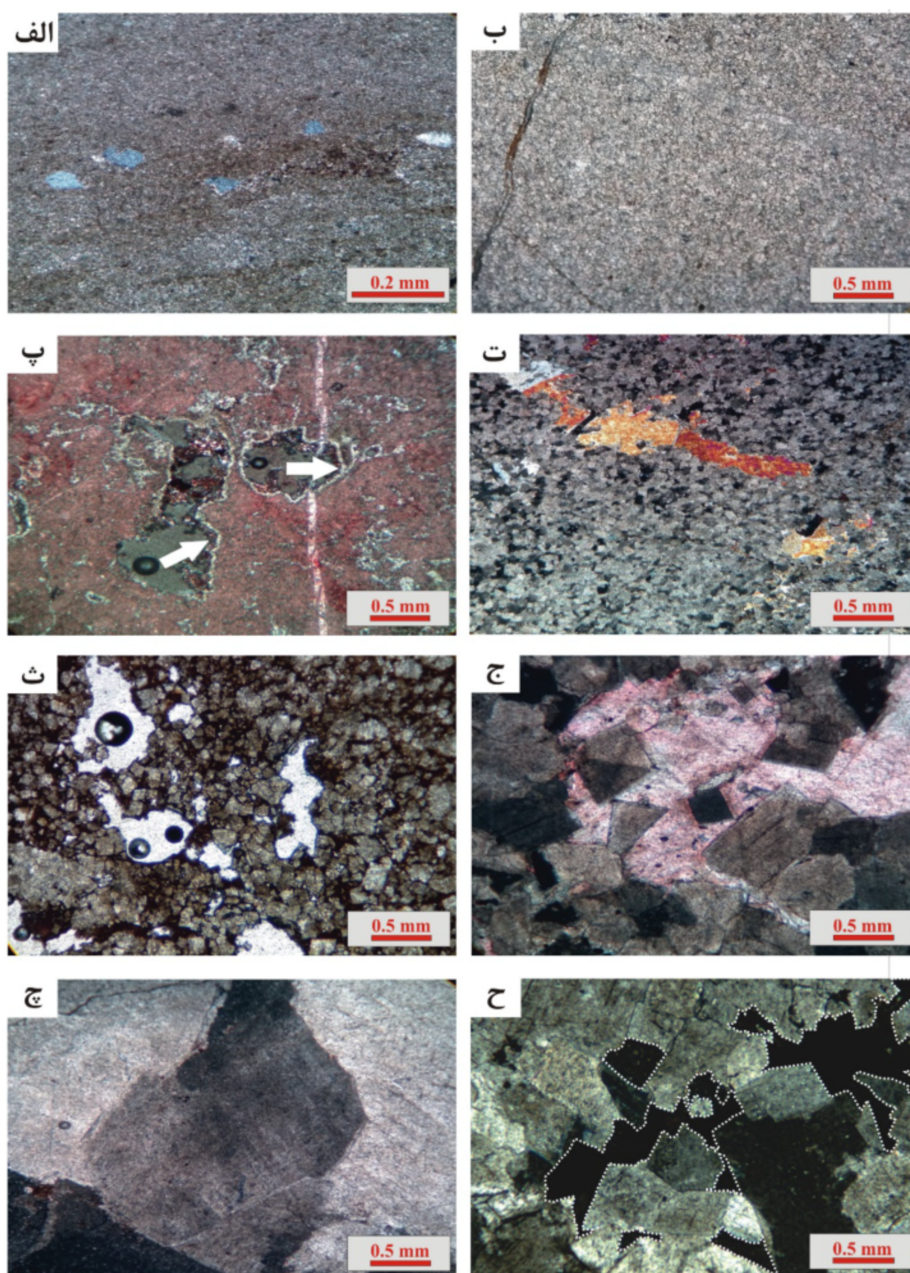
دولومیت‌ها بیش از ۹۰ درصد توالی سنگ میزبان را شامل شده و بر اساس شکل و اندازه بلورها، به چهار دسته ریز بلور، متوسط بلور، درشت بلور و زین اسبی تقسیم می‌شوند. گفتنی است که در توصیف سنگ‌های دولومیتی، افزون بر اندازه و شکل بلورها از ویژگی‌هایی چون چگونگی پراکندگی دولومیت‌ها، بافت و مرز بین بلورها نیز استفاده شده است.

دولومیت‌های ریز بلور: این دولومیت‌ها بوسیله بافت ریز بلور (کمتر از ۳۰ میکرون تا ۶۰ میکرون) از سایر دولومیت‌ها متمایز می‌شوند. در این نوع، دانه‌های آواری کوارتز کوچکتر از ۱ میلیمتر نیز به طور پراکنده دیده می‌شوند که مقدار آنها کمتر از ۱۰ درصد است؛ با این وجود، به طور موضعی در بخش‌هایی انباشت این دانه‌ها قابل توجه است (شکل ۶ الف). از ویژگی‌های صحرایی در این رخساره حضور لایه‌بندی موازی تا کمی مورب (شکل ۴ ت) و بافت شبکه‌ای است (شکل ۴ ث). در این گروه، بیشتر بلورهای کوچک‌تر شفاف هستند اما با افزایش اندازه بلورها، سطوح آنها به ویژه در مرکز حالت کدر و مه آلود نشان می‌دهد که به احتمال بسیار به دلیل حضور و انباشت میانبارهاست. سطوح بین بلوری در برخی از دولومیت‌های این گروه هم به صورت صاف و هم به صورت انحنادار دیده می‌شود (شکل ۶ ب). در تقسیم بندی مرجع [۱۹]، این دولومیت‌ها از غیرصفحه‌ای بی شکل تا صفحه‌ای نیمه شکل‌دار هستند و هردو بافت نامنظم و نیمه‌منظم در آنها معمول است. فضاهای خالی و شکستگی‌ها در این گروه از دولومیت‌ها فراوان است، به طوری که برخی از آنها به وسیله کلسیت نیز پر شده‌اند. گفتنی است که این گروه از دولومیت‌ها به صورت سیمان پر کننده حفره‌ها نیز دیده می‌شوند که اغلب به صورت یک لبه خارجی نازک پیرامون حفره‌های تشکیل شده در رخساره‌های آهکی قرار دارند (شکل ۶ پ).

دولومیت‌های متوسط بلور: این گروه از دولومیت‌ها از بلورهای مسطح خودشکل تا نیمه شکل‌دار (۶۰ تا ۱۰۰ میکرون) تشکیل شده‌اند که دارای سطوح بلوری صاف هستند و خاموشی یکنواخت تا به ندرت موجی نشان می‌دهند. انیدریت در این گروه از دولومیت‌ها به صورت سیمان در فضاهای خالی برآمده از انحلال و شکستگی قرار دارد (شکل ۶ ت). لوزوجهی‌های مسطح خودشکل گاهی در دولومیت‌های متوسط بلور انحلال یافته‌اند و از این‌رو تخلخل بین بلوری، قالبی و همچنین حفره‌های در مقیاس میکروسکوپی در آنها دیده می‌شود (شکل ۶ ث).

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]



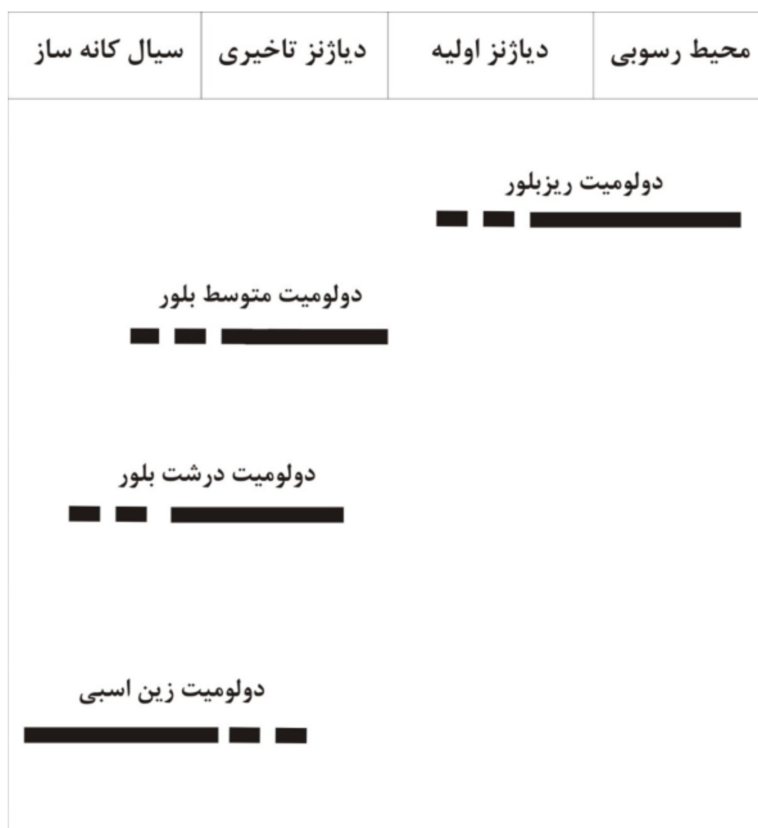
شکل ۶ سنگ‌نگاری انواع دولومیت‌ها (در نور قطبیده متقاطع، XPL): الف) دولومیت ریز بلور همراه با دانه‌های پراکنده کوارتز در بین آنها (نوک پیکان)، ب، دولومیت ریزبلور همراه با شکستگی به صورت رگه اکسید آهن، پ) سیمان دولومیتی پیرامون حفره‌های برآمده از انحلال در گِل‌سنگ (نوک پیکان)، ت: سیمان انیدریتی در بین بلورهای دولومیت متوسط بلور، ث) دولومیت متوسط بلور خود شکل همراه با تخلخل، ج) دولومیت درشت بلور خودشکل با بافت منظم همراه با حفره‌های انحلال، چ) دولومیت زین اسبی یا بی تناسب با خاموشی موجی و ح) دولومیت‌های بی‌تناسب همراه با کانه زایی.

دولومیت‌های درشت بلور: دولومیت‌های درشت بلور اغلب به صورت فراگیر حضور دارند، به طوری که کل سنگ را در بر گرفته‌اند. به نظر می‌رسد که در این دسته بر اثر فرآیند دولومیتی‌شدن، بافت نهشته‌های اصلی از بین رفته و دولومیتی شدن به صورت بافت مخرب عمل کرده است. دولومیت‌های درشت بلور به طور کلی از بلورهایی در اندازه ۱۰۰ تا ۵۰۰ میکرون تشکیل شده‌اند که به صورت مسطح خود شکل تا نیمه شکل‌دار (به طور موضعی بی‌شکل) دیده می‌شوند. مرزهای بین بلوری مستقیم و به ندرت منحنی شکل هستند. بیشتر این گروه از دولومیت‌ها از نوع صفحه‌ای شکل‌دار و غیر صفحه‌ای

نیمه شکل‌دار است و انواع صفحه‌ای بی شکل در میان آنها به ندرت به چشم می‌خورد. تقریبا همه بلورها دارای مرکز مه آلود و لبه شفاف هستند. خاموشی در این بلورها به دو صورت یکنواخت و موجی است. هر دو بافت منظم و نامنظم در این گروه معمول است. به نظر می‌رسد که نمونه‌های با بافت نامنظم دولومیت‌های نیمه شکل‌دار تا بی شکل موزائیکی با مرزهای بلوری نامنظم هستند (شکل ۶ ج).

دولومیت‌های بی‌تناسب (زین اسبی): دولومیت‌های بی تناسب یا به‌اصطلاح زین اسبی به صورت غیر صفحه‌ای نیمه‌شکل‌دار تا بی شکل و اغلب به طور موضعی دیده می‌شوند. وجود مرزهای بلوری نامنظم و انحنادار و همچنین خاموشی موجی از مشخصه‌های اصلی این گروه از دولومیت‌ها محسوب می‌شود. اندازه بلورها در دولومیت‌های زین اسبی از ۲۰۰ میکرون تا ۳ میلیمتر متغیر است. از دیگر ویژگی‌های این گروه می‌توان به شفافیت بلورها و گاهی وجود میانبار در آنها اشاره کرد. همچنین در بخش‌هایی از این دولومیت‌ها، آثار دولومیتی‌شدن دیده می‌شود. گفتنی است که پیرامون رگه‌های دربردارنده کانسار سرب و روی و بین کانی‌هایی چون گالن، اسفالریت، اسمیت‌زونیت و پیریت، بلورهای درشت دولومیت از نوع بی‌تناسب نیز دیده می‌شوند که به نظر می‌رسد که سازوکار تشکیل آنها در ارتباط مستقیم با محلول‌های کانسارسازی باشد (شکل ۶ ح). توالی همبری انواع مختلف دولومیت شناسایی شده در منطقه مورد بررسی در شکل ۷ آورده شده است.

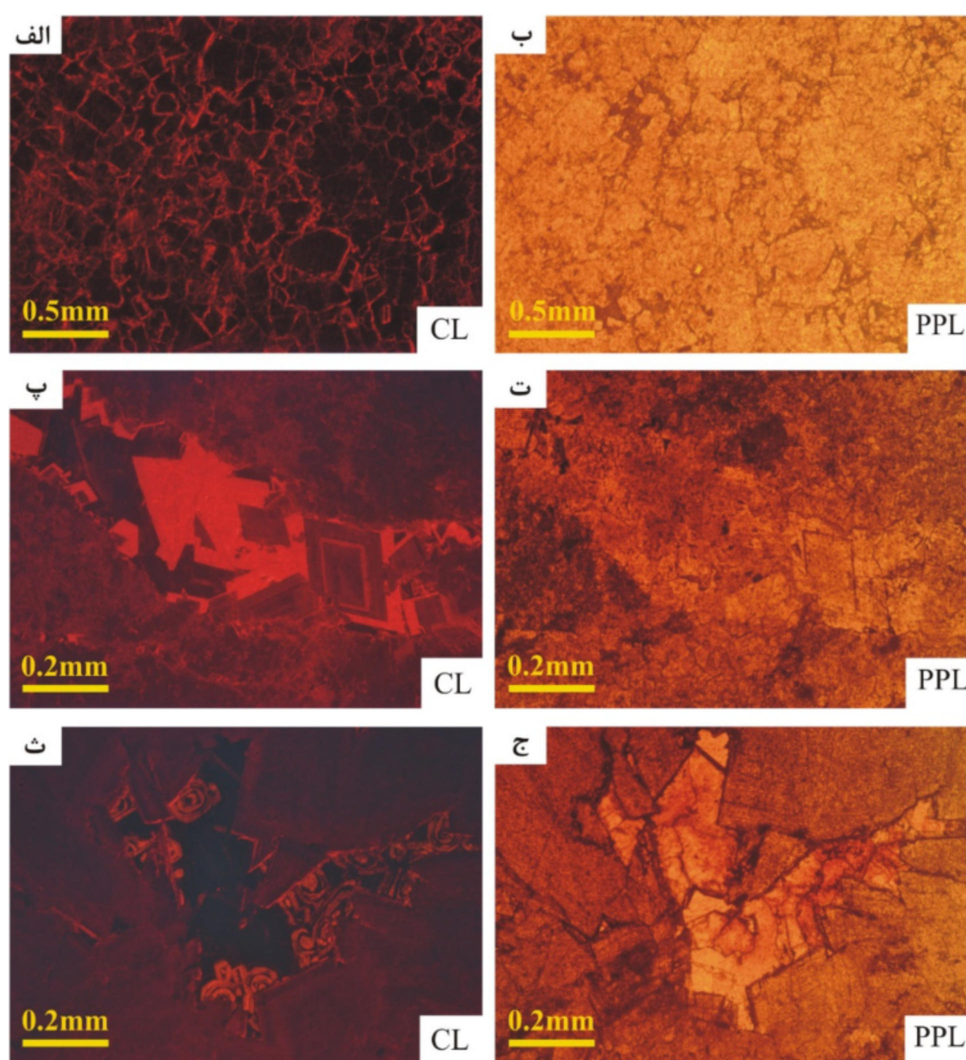
نتایج سنگ‌نگاری دولومیت‌های مورد بررسی با روش کاتدولومینسانس [۲۰-۲۲] نشان می‌دهد که دولومیت‌های بی‌شکل تا نیمه‌شکل‌دار به صورت تیره و بدون لومینسانس هستند و تنها یک لبه نازک نارنجی روشن دارند (شکل‌های ۸ الف و ب). همچنین پهنه‌بندی ناشی از تغییر شرایط شیمیایی طی تبلور بلور دولومیت در سیمان‌های دولومیتی خودشکل دیده می‌شود که نشان‌دهنده دست کم سه نسل از رشد بلور است (شکل‌های ۸ پ و ت). با این وجود، بعضی از شکستگی‌ها و حفره‌های پر شده با بلورهای دولومیتی اشاره به نسل‌های بیشتری از رشد بلور دارند که توسط تعداد بیشتر زونینگ مشخص می‌شوند (شکل‌های ۸ ث و ج).



شکل ۷ توالی همبری دولومیت‌های سازند شتری در منطقه مورد بررسی.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]



شکل ۸ تصاویر کاتدولومینسانس، CL، و تهیه شده با نور قطبیده صفحه‌ای، PPL، از دولومیت‌های مورد بررسی: الف و ب) دولومیت های متوسط بلور که در مرکز دارای لومینسانس تیره هستند، پ و ت) سیمان‌های دولومیتی درشت بلور همراه با پهنه‌بندی موضعی در رگه‌ها و شکستگی‌ها، ث و ج) سیمان‌های دولومیتی پر کننده حفره‌ها با پهنه بندی های به احتمال بسیار ناشی از تغییر شرایط احیایی.

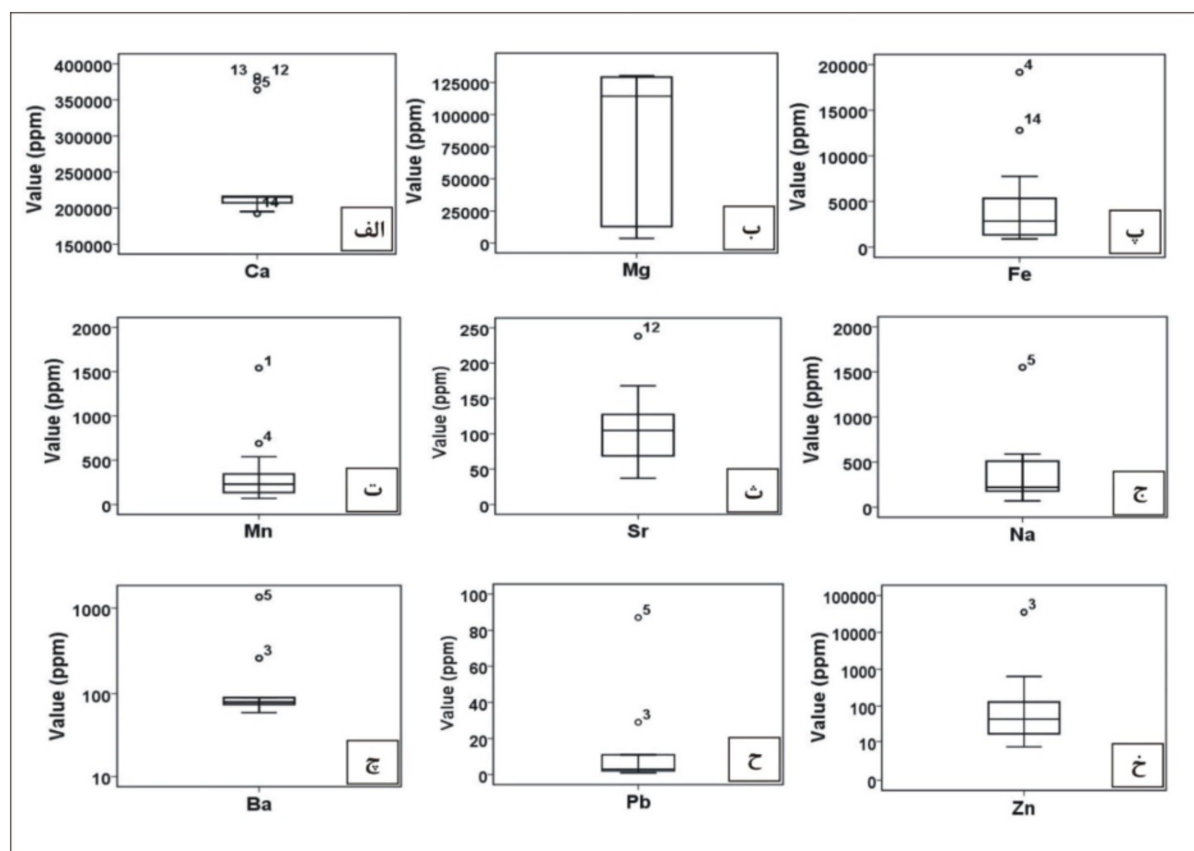
زمین‌شیمی

بررسی زمین‌شیمی سنگ میزبان کانسارها یکی از راه‌های مفید شناسایی خاستگاه عناصر، ویژگی‌ها و ترکیب احتمالی سیال در کانسارهای با میزبان کربناتی است [۱۰، ۲۳، ۲۴] که در اینجا نیز به این منظور از آن استفاده شد. نتایج تجزیه عناصر سنگ میزبان (سنگ آهک و دولومیت) در دو معدن کاروانگاه و دهنو در نمونه‌های سنگ آهک، دولومیت ریزبلور، دولومیت متوسط بلور، درشت بلور و زین اسبی در جدول ۱ ارائه شده است و در ادامه عناصر اصلی و فرعی مهم جداگانه بیان شده‌اند.

کلسیم (Ca): مقدار کلسیم در نمونه‌های آهکی سنگ میزبان دو معدن یاد شده از ۳۶٫۳۹ تا ۳۸٫۲۳ درصد (میانگین ۳۷٫۴ درصد) و در نمونه‌های دولومیت از ۱۹٫۲۳ تا ۲۱٫۶۳ درصد (میانگین ۲۰٫۸۶ درصد) متغیر است. نمودار جعبه‌ای رسم شده برای این عنصر نشان می‌دهد که داده‌های مربوط به آن در گستره‌ای کوچک با غلظتی کمتر از ۲۳ درصد تغییر می‌کند (شکل ۹ الف). نمونه‌های شماره ۵، ۱۲ و ۱۳ که نمونه‌های سنگ آهک هستند با بیشترین غلظت و نمونه شماره ۱۴ (دولومیت ریزبلور) با کمترین غلظت کلسیم در نمودار جعبه‌ای به صورت داده پراکنده نشان داده شده است. دلیل تهی شدگی عنصر کلسیم در نمونه شماره ۱۴ می‌تواند جانشینی بیشتر منیزیم و افزایش نسبت منیزم به کلسیم در آن نسبت به اندازه نمونه‌ها باشد. وجود این داده‌های پراکنده بیانگر ناهمگنی محیط نسبت به کلسیم است.

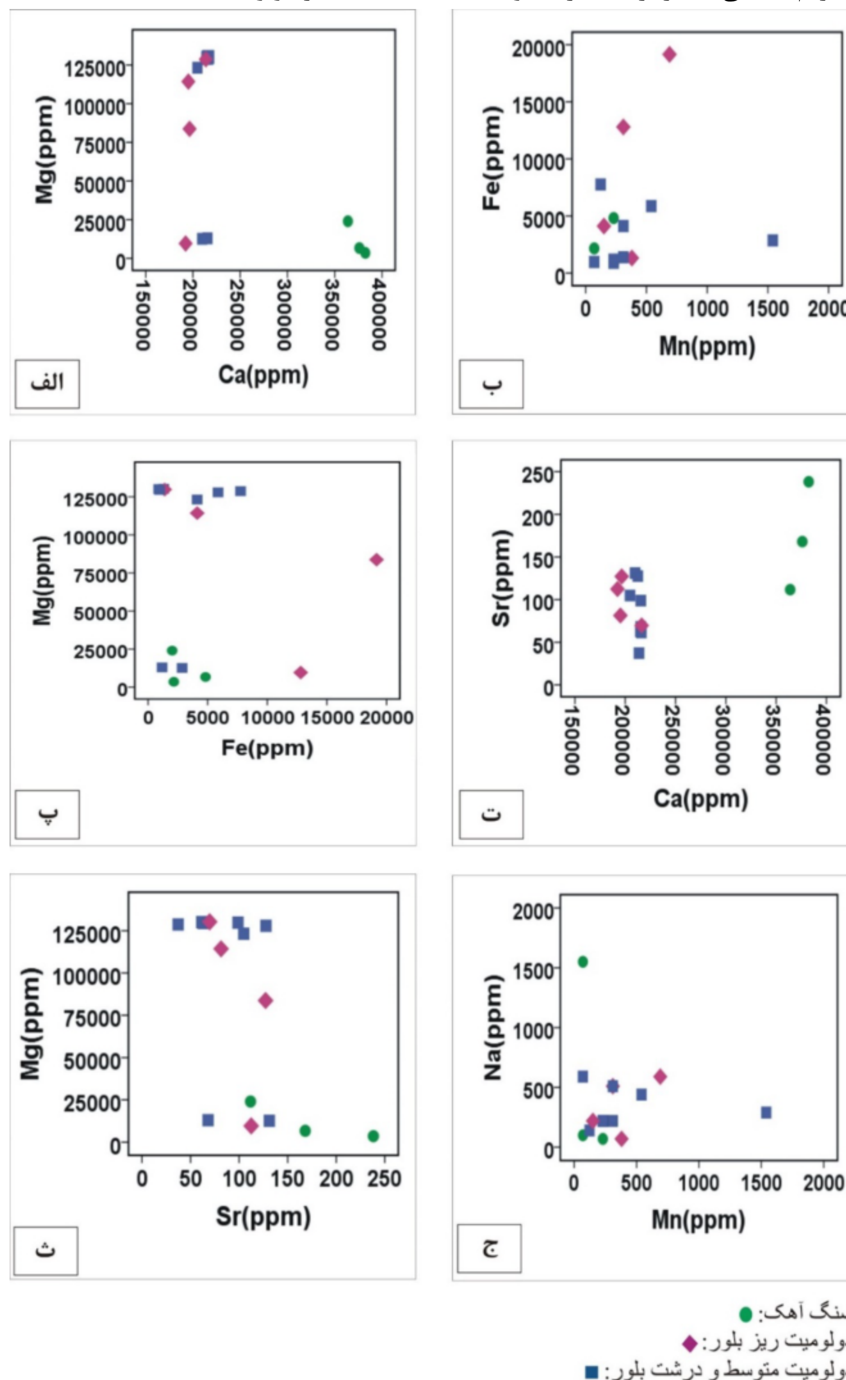
جدول ۱ داده‌های برآمده از تجزیه عناصر اصلی و فرعی در سنگ میزبان دو معدن کاروانگاه و دهنو.

پتروگرافی	شماره نمونه	Fe (ppm)	Mn (ppm)	Mg (ppm)	Ca (ppm)	Na (ppm)	Sr (ppm)	Ba (ppm)	S (ppm)	Pb (ppm)	Zn (ppm)
سنگ آهک	۵	۲۰۲۰	۷۰	۲۴۰۰۰	۳۶۳۹۰۰	۱۵۵۰	۱۱۱/۷	۱۳۴۰	۴۴۰	۸۷	۲۳۸
	۱۲	۲۱۶۰	۷۰	۳۵۵۰	۳۸۲۳۰۰	۱۰۰	۲۳۸/۲	۹۰	۴۰۰	۳	۳۶
	۱۳	۴۸۲۰	۲۳۰	۶۶۹۰	۳۷۶۰۰۰	۷۰	۱۶۸	۷۰	۶۴۰	۳	۸۴
میانگین	-	۳۰۰۰	۱۲۳/۳	۱۱۴۱۳/۳	۳۷۴۰۶/۶	۴۴۰	۱۷۲/۶	۵۰۰	۴۹۳/۳	۳۱	۱۱۹/۳
دولومیت ریز بلور	۴	۱۹۱۶۰	۶۹۰	۸۳۷۱۰	۱۹۶۵۰۰	۵۹۰	۱۲۷/۲	۹۰	۴۸۰	۱۱	۴۴
	۸	۱۳۲۰	۳۸۰	۱۳۰۲۷۰	۲۱۶۳۰۰	۷۰	۶۹/۷	۶۰	۲۰۰	۳	۱۸
	۱۰	۴۱۲۰	۱۵۰	۱۱۴۲۸۰	۱۹۵۲۰۰	۲۲۰	۸۱/۴	۸۰	۱۶۰	۲	۸
	۱۴	۱۲۸۰۰	۳۱۰	۹۶۲۰	۱۹۲۳۰۰	۵۱۰	۱۱۲/۴	۸۰	۴۰	۱۰	۶۴۱
میانگین	-	۹۳۵۰	۳۸۲/۵	۸۴۴۷۰	۲۰۰۰۷۵	۳۴۷/۵	۹۷/۷	۷۷/۵	۲۲۰	۶/۵	۱۷۷/۷
دولومیت متوسط بلور	۳	۴۱۲۰	۳۱۰	۱۲۳۲۱۰	۲۰۴۸۰۰	۵۱۰	۱۰۴/۸	۲۶۰	۵۰	۲۹	۳۵۰۰۰
	۶	۹۷۰	۷۰	۱۲۹۵۴۰	۲۱۵۱۰۰	۵۹۰	۶۲/۹	۹۰	۲۴۰	۱۱	۲۴
	۱۱	۹۰۰	۲۳۰	۱۳۰۰۸۰	۲۱۶۰۰۰	۲۲۰	۶۱/۵	۸۰	۱۶۰	۱	۱۶
میانگین	-	۱۹۹۶/۷	۲۰۳/۳	۱۲۷۶۱۰	۲۱۱۹۶۶/۷	۴۴۰	۷۶/۴	۱۴۳/۳	۱۵۰	۱۳/۷	۱۱۶۸۰
دولومیت درشت بلور	۷	۱۳۹۰	۳۱۰	۱۲۹۷۸۰	۲۱۵۵۰۰	۲۲۰	۹۸/۸	۷۰	۲۴۰	۱	۷
	۹	۱۱۸۰	۲۳۰	۱۲۹۷۲	۲۱۵۴۰۰	۲۲۰	۶۸	۸۰	۲۰۰	۱	۷
	۱۵	۵۸۷۰	۵۴۰	۱۲۷۹۱۰	۲۱۲۵۰۰	۴۴۰	۱۲۷/۶	۷۰	۲۰۰	۱۱	۱۶۸
میانگین	-	۲۸۱۳/۳	۳۶۰	۹۰۲۲۰/۷	۲۱۴۴۶۶/۷	۲۹۳/۳	۹۸/۱۳	۷۳/۳	۲۱۳/۳	۴/۳	۶۰/۷
دولومیت زین اسبی	۱	۲۸۶۰	۱۵۴۰	۱۲۶۳۴	۲۰۹۸۰۰	۲۹۰	۱۳۱/۱	۸۰	۲۴۰	۴	۶۳
	۲	۷۷۶۰	۱۲۳	۱۲۸۷۰۰	۲۱۳۷۰۰	۱۴۰	۳۷/۲	۸۰	۱۲۰	۲	۹۹
میانگین	-	۵۳۱۰	۸۳۱/۵	۷۰۶۶۷	۲۱۱۷۵۰	۲۱۵	۸۴/۱۵	۸۰	۱۸۰	۳	۸۱



شکل ۹ نمودارهای جعبه‌ای مهمترین عناصر اصلی و فرعی در سنگ میزبان کربناتی معادن دهنو و کاروانگاه.

منیزیم(Mg): تمرکز عنصر منیزیم در سنگ‌های آهکی از ۰٫۳۵ تا ۲٫۴ درصد (میانگین ۱٫۱۴ درصد) و در سنگ‌های دولومیتی از ۸٫۳۷ تا ۱۳٫۰۳ درصد (میانگین ۱۲٫۰۷ درصد) متغیر است. در نمودار جعبه‌ای مربوط به این عنصر، پراکندگی و گستره وسیع تغییرات داده‌ها به خوبی دیده می‌شود (شکل ۹ ب). ۲۵ درصد داده‌های عنصر منیزیم غلظتی کمتر از ۱۳ درصد و ۷۵ درصد آنها غلظت کمتر از ۱۱٫۵ درصد دارند. نبود داده پراکنده در این نمودار می‌تواند نشانگر همگنی محیط برای عنصر منیزیم باشد. شکل ۱۰ الف تغییرات عنصر منیزیم نسبت به کلسیم در نمونه‌های مورد بررسی را نشان می‌دهد. چنان که دیده می‌شود، سنگ‌های آهکی به علت داشتن مقادیر بالای کلسیت از دولومیت‌ها تفکیک شده‌اند.



شکل ۱۰ الف) نمودار تغییرات منیزیم نسبت به کلسیم، ب) نمودار تغییرات آهن نسبت به منگنز، پ) نمودار تغییرات آهن نسبت بـه منیـزیم، ت) نمودار تغییرات استرانسیم نسبت به کلسیم، ث) نمودار تغییرات استرانسیم نسبت به منیزیم و ج) نمودار تغییرات سدیم نسبت به منگنز.

آهن(Fe): مقدار عنصر آهن در دولومیت‌ها و سنگ آهک‌ها در گستره ۹۰۰ تا ۱۹۱۶۰ ppm (میانگین ۴۷۶۳ ppm) در تغییر است. پراکندگی کم داده‌های مربوط به غلظت آهن را در نمودار جعبه‌ای مربوط به آن به خوبی می‌توان دید (شکل ۹ پ). دو نمونه شماره ۴ و ۱۴ دارای داده پراکنده هستند. علت غنی شدگی بیشتر آهن در نمونه شماره ۴ مقدار قابل توجه Fe^{2+} در ساختار این نمونه دولومیت ریزبلور است که رنگ‌آمیزی به روش مرجع [۱۷] نیز نشان‌دهنده این امر است. همچنین دلیل بالا بودن غلظت این عنصر در نمونه شماره ۱۴ وجود اکسید آهن به صورت سیمان پراکنده و پر کننده رگه‌هاست. در سایر نمونه‌ها، غلظت آهن کمتر از ۵۰۰۰ ppm است. نمودار تغییرات عنصر آهن نسبت به دو عنصر منگنز و منیزیم به ترتیب در شکل‌های ۱۰ ب و پ نشان داده شده است. در نمونه‌های مورد بررسی، آهن نسبت به منگنز دارای روند مشخصی نیست، اما تغییرات آهن نسبت به منیزیم تا حدی نشانگر روند افزایشی از سنگ آهک به سمت دولومیت‌های متوسط و درشت بلور است.

منگنز(Mn): غلظت منگنز در نمونه‌های مورد بررسی از ۷۰ تا ۱۵۴۶۰ ppm (میانگین ۳۵۰ ppm) است. در نمودار جعبه‌ای مربوط به این عنصر (شکل ۹ ت)، به جز دو نمونه شماره ۱ و ۴ که داده پراکنده نشان می‌دهند، در سایر نمونه‌ها منگنز غلظتی کمتر از ۶۰۰ ppm دارد و گستره تغییرات داده‌های مربوط به آن چندان وسیع نیست.

استرانسیم(Sr): مقدار استرانسیم در نهشته‌های مورد بررسی در گستره ۶۱٫۵ تا ۲۳۸٫۲ ppm (میانگین ۱۰۶٫۷ ppm) است. در نمودار جعبه‌ای این عنصر، تنها نمونه دارای داده پراکنده نمونه شماره ۱۲ است (شکل ۹ ث). وجود فسیل‌هایی با ترکیب پوسته آراگونیتی چون دوکفه‌ای‌ها در سنگ‌های آهکی را می‌توان مهم‌ترین عامل این غنی‌شدگی در نظر گرفت. گستره تغییرات داده‌های مربوط به این عنصر در سایر نمونه‌ها را در نمودار جعبه‌ای به خوبی دیده می‌شود. بر اساس این نمودار، ۵۰ درصد از داده‌ها کمتر از ۱۱۰ ppm غلظت دارند. از آنجا که مقدار استرانسیم با غلظت کلسیم رابطه مستقیم و با مقدار منیزیم رابطه عکس دارد [۲۴]، بیشترین تمرکز این عنصر با میانگین ۱۷۲٫۶۳ ppm مربوط به نمونه‌های سنگ آهک است. نمودار تغییرات عنصر استرانسیم نسبت به کلسیم و منیزیم به ترتیب در شکل‌های ۱۰ ت و ث دیده می‌شود. هر چند که مقدار استرانسیم با کلسیم در نمونه‌های آهکی رابطه مستقیم و با مقدار منیزیم رابطه عکس نشان می‌دهد، اما در انواع دولومیت‌ها روند مشخصی ندارد.

سدیم(Na): غلظت عنصر سدیم در دولومیت‌ها و سنگ آهک‌های مورد بررسی در گستره ۷۰ تا ۱۵۵۰ ppm (میانگین ۳۸۲٫۶۶۷ ppm) است. با توجه به نمودار جعبه‌ای عنصر سدیم (شکل ۹ ج)، ۵۰ درصد داده‌ها گستره تغییرات کمی دارند و غلظت کمتر از ۲۵۰ ppm نشان می‌دهند. در این نمودار، تنها نمونه دارای داده پراکنده نمونه شماره ۵ با غلظت ۱۵۵۰ ppm است. با این وجود، میانگین غلظت سدیم در سنگ‌های آهکی به مراتب کمتر از دولومیت‌هاست (جدول ۱). احتمال حضور یون Na^{+} به مقدار زیاد در سیال عبوری از این نمونه سنگ و همچنین همراهی آن با سولفات کلسیم به عنوان عنصر فرعی می‌تواند توجیه کننده غنی‌شدگی نمونه شماره ۵ از سدیم باشد. تغییرات غلظت عنصر سدیم نسبت به منگنز در شکل ۱۰ ج نشان داده شده است که تقریباً هیچ روند معنی داری دیده نمی‌شود.

باریم(Ba): غلظت عنصر باریم در نمونه‌های مورد بررسی تغییرات چندانی ندارد و میانگین مقدار آن ۱۷۴٫۶۷ ppm است. به جز دو نمونه شماره ۵ و ۳ که داده پراکنده محسوب می‌شوند، غلظت باریم در سایر نمونه‌ها کمتر از ۱۰۰ ppm است (شکل ۹ چ). تمرکز بیشتر این عنصر در نمونه‌های مشخص شده نسبت به سایر نمونه‌ها می‌تواند به دلیل همراهی آن با عناصر دیگر مانند سرب باشد. اهمیت عنصر باریم در نهشته‌های کربناتی مربوط به محاسبه درجه شوری سیال در محیط است. از نسبت استرانسیم به باریم در دولومیت‌ها می‌توان تا حدی در مورد مقدار شوری محیط در زمان تشکیل آنها اظهار نظر نمود، به طوریکه مقدار Sr/Ba بیش از یک بیانگر شوری بالای محیط است [۲۶،۲۵]. این نسبت در دولومیت‌ها بین ۱٫۱ تا ۱٫۳ در تغییر است که می‌تواند نشانگر شوری به نسبت بالای سیال باشد.

سرب(Pb): مقدار عنصر سرب در نمونه‌های سنگ آهک و دولومیت از ۱ تا ۸۷ ppm (میانگین ۱۱٫۹ ppm) متغیر است.

با توجه به اینکه مقدار کلارک این عنصر در سنگ‌های کربناتی ۹ ppm است [۲۷]، حدود ۴۰ درصد از نمونه‌ها مقادیر بالاتر را نشان می‌دهند. دو نمونه شماره ۵ و ۳ در نمودار جعبه‌ای به صورت داده پراکنده نمایش داده شده (شکل ۹ ح). این غنی-شدگی از سرب در نمونه نام برده می‌تواند به دلیل حضور ترکیبات کربناتی سرب باشد.

روی(Zn): گستره تغییرات غلظت عنصر روی در نمونه‌های مورد بررسی بسیار وسیع و از ۷ تا ۳۵۰۰۰ ppm است. کلارک عنصر روی در سنگ‌های کربناتی ۲۰ ppm است [۲۷] و در دو سوم نمونه‌ها، مقدار روی بالاتر از کلارک است. نمونه شماره ۳ تنها نمونه دارای داده پراکنده در نمودار جعبه مربوط به فلز روی است (شکل ۹ خ). با توجه به این نمودار، پراکندگی داده-های مربوط سرب در سایر نمونه‌ها تقریبا یکنواخت است. حضور رگه‌هایی از ماده معدنی به صورت سیمان در نمونه شماره ۳ دیده می‌شود که به احتمال بسیار به دلیل غنی بودن این نمونه از روی است.

نمودار ضریب همبستگی عناصر اصلی و فرعی: به نظر می‌رسد که برای نشان دادن رابطه بین عناصر، ماتریس همبستگی نسبت به نمودارهای دومتغیره مناسب‌تر است. چنان که در جدول ۲ مشخص است، همبستگی دو عنصر کلسیم و منیزیم در نمونه‌ها منفی است. این امر آشکارا به دلیل دولومیتی بودن ۸۰ درصد از نمونه‌هاست که با افزایش مقدار منیزیم در آنها کلسیم کاهش یافته است. بیشترین همبستگی مثبت بین دو عنصر باریم و سرب با مقدار ۰/۹۷۵ وجود دارد. همچنین سدیم با دو عنصر باریم و سرب نیز همبستگی مثبت بالایی نشان می-دهد. علت این همبستگی را می‌توان حضور همزمان این عناصر در یک سیال دانست که با ایجاد شرایط مساعد رسوبگذاری در ترکیب سنگ میزبان قرار گرفته‌اند. افزون بر این، عنصر استرانسیم با کلسیم نیز در سطح اطمینان ۰/۰۱ همبستگی مثبت دارند، در صورتی که همبستگی آن با منیزیم در سطح اطمینان ۰/۰۵ منفی است. علت این امر تمایل عنصر استرانسیم به جانشینی کلسیم است، در صورتی که این عنصر تمایلی به جانشینی منیزیم ندارد. نکته قابل توجه نبود همبستگی شدید عنصر گوگرد با سرب و همبستگی کمی منفی آن با عنصر روی است که نشان دهنده نبود کمپلکس‌های سولفیدی سرب و روی در نمونه‌های مورد بررسی است. به این ترتیب، مقادیر بالای عنصر روی در نمونه‌های ۳ و ۵ و عنصر سرب در نمونه شماره ۵ می‌تواند نشان دهنده رسوبگذاری این عناصر به صورت ترکیب کربناتی (انواع کانی‌های کربنات روی) باشد. همبستگی مثبت گوگرد با عنصر کلسیم در نمونه‌های مورد بررسی به احتمال بسیار به دلیل حضور سولفات کلسیم و به ویژه تشکیل انیدریت در این سنگ‌هاست. گفتنی است که هیچ ارتباط مشخصی بین دو عنصر استرانسیم و گوگرد در نمونه‌ها تشخیص داده نشد و به احتمال بسیار علت نشان دادن همبستگی مثبت بین آنها در نمودار به ارتباط مثبت هر دو عنصر با کلسیم بر می‌گردد.

عناصر خاکی نادر (REE): عناصر خاکی نادر به علت تحرک-پذیری پایین ابزار مفیدی برای شناسایی خاستگاه سیال‌ها محسوب می‌شوند، به طوری که آب‌های جوی بر ترکیب و توزیع عناصر خاکی نادر در سنگ‌های کربناتی (سنگ آهک و دولومیت) کمترین اثر را دارند و این عناصر تا حدی دستخوش سیستم‌های درونزادی و برهم‌کنش سیال- سنگ می‌شوند [۲۸-۳۳]. مقادیر عناصر خاکی نادر به دست آمده از تجزیه نمونه‌های مورد بررسی در جدول ۳ آورده شده است. بهنجارش مجموعه عناصر خاکی نادر در نمونه‌های مورد بررسی نسبت به کندریت [۳۴] نشان می‌دهد که تقریباً همه عناصر در این نمونه‌ها نسبت به کندریت غنی‌شدگی دارند، اما روند تغییرات عناصر نشان می‌دهد که عناصر خاکی نادر سبک (LREE) نسبت به عناصر خاکی نادر سنگین (HREE) از غنی شدگی بیشتری برخوردار هستند (شکل ۱۱). این روند تقریباً یکسان در همه نمونه‌های سنگ آهک و دولومیت دیده می‌شود که این امر گواهی بر خاستگاه یکسان عناصر خاکی نادر در نمونه‌های سنگ میزبان است. در نمودار تغییرات عناصر خاکی نادر، ناهنجاری منفی عناصر Eu، Er، Tb و Yb نسبت به سایر عناصر نشان دهنده تحرک پذیری کمتر آنها در شرایط محیطی است و به این دلیل نزدیکی بیشتری با مقدار این عناصر در کندریت نشان می‌دهند و این در صورتی است که عناصر Pr، Gd و Tm دارای ناهنجاری مثبت هستند.

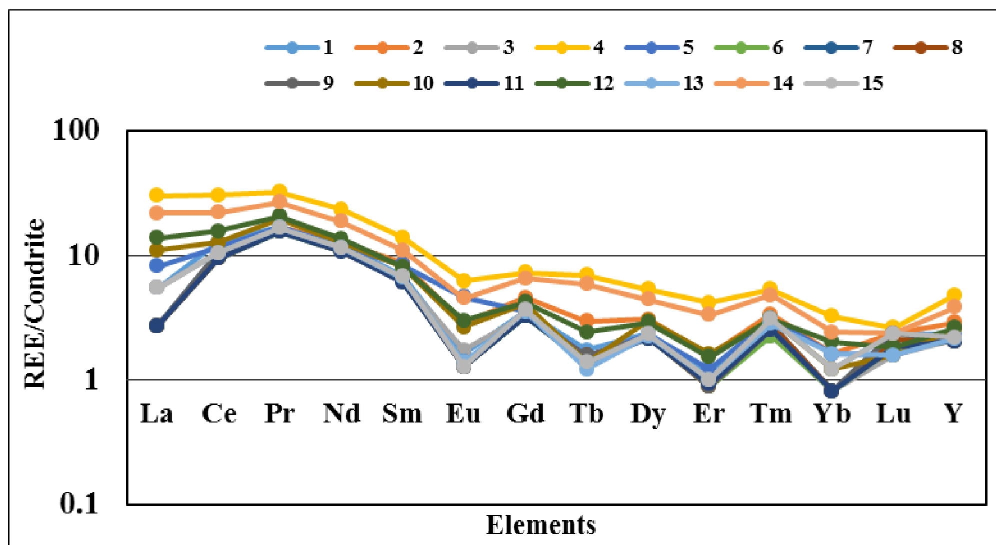
[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]

جدول ۲ ماتریس همبستگی بین عناصر اصلی و مهم‌ترین عناصر فرعی در دولومیت‌ها.

	Ca	Mg	Fe	Mn	Na	Sr	Ba	S	Pb	Zn
Ca	۱									
Mg	-۰٫۵۶۶*	۱								
Fe	-۰٫۲۵۷	-۰٫۸۹	۱							
Mn	-۰٫۳۲۷	-۰٫۱۷۸	۰٫۲۰۵	۱						
Na	-۰٫۱۹۹	-۰٫۱۴۳	۰٫۱۱۷	-۰٫۰۹۵	۱					
Sr	۰٫۶۷۱**	-۰٫۶۰۵*	۰٫۱۱۴	۰٫۱۴۱	-۰٫۰۳۲	۱				
Ba	۰٫۴۶۹	-۰٫۲۳۴	-۰٫۱۴۶	-۰٫۲۱۴	۰٫۸۸۸**	۰٫۰۳۱	۱			
S	۰٫۷۳۹**	۰٫۴۴۴	۰٫۱۰۶	-۰٫۰۰۳	۰٫۱۵۶	۰٫۵۷۴*	۰٫۲۶۲	۱		
Pb	۰٫۳۹۲	۰٫۱۸۰	-۰٫۵۱	-۰٫۱۸۰	۰٫۹۳۷**	۰٫۰۴۵	۰٫۹۷۵**	۰٫۲۰۷	۱	
Zn	۰٫۱۴۸	۰٫۲۱۳	-۰٫۰۲۷	-۰٫۰۳۰	۰٫۱۰۲	۰٫۰۰۹	۰٫۷۷	۰٫۳۴۳	۰٫۲۲۰	۱

جدول۳ داده‌های برآمده از تجزیه عناصر خاکی نادر در نمونه‌های سنگ میزبان معادن دهنو و کاروانگاه.

پتروگرافی	شماره نمونه	La (ppm)	Ce (ppm)	Pr (ppm)	Nd (ppm)	Sm (ppm)	Eu (ppm)	Gd (ppm)
سنگ آهک	۵	۳	۱۱	۲٫۳۱	۸٫۳	۱٫۹۲	۰٫۴	۱٫۰۷
	۱۲	۵	۱۵	۲٫۷۹	۹٫۶	۱٫۸۶	۰٫۲۶	۱٫۲۸
	۱۳	۲	۱۰	۲٫۲۶	۸٫۲	۱٫۵۲	۰٫۱۲	۱٫۰۷
دولومیت ریزبلور	۴	۱۱	۲۹	۴٫۴	۱۶٫۶	۳٫۲۱	۰٫۵۴	۲٫۲
	۸	۱	۹	۲٫۱۶	۷٫۷	۱٫۴۵	۰٫۱۱	۱٫۰۱
	۱۰	۴	۱۲	۲٫۶۴	۹	۱٫۸۶	۰٫۲۳	۱٫۲۶
	۱۴	۸	۲۱	۳٫۶۲	۱۳٫۲	۲٫۵۴	۰٫۳۹	۱٫۹۸
دولومیت متوسط بلور	۳	۱	۹	۲٫۱۴	۷٫۸	۱٫۴۸	۰٫۱۵	۱
	۶	۱	۹	۲٫۱۲	۷٫۷	۱٫۴۳	۰٫۱۱	۰٫۹۹
	۱۱	۱	۹	۲٫۱۲	۷٫۶	۱٫۴	۰٫۱۱	۰٫۹۹
دولومیت درشت بلور	۷	۱	۱۰	۲٫۱۷	۷٫۸	۱٫۴۴	۰٫۱۲	۰٫۹۹
	۹	۱	۱۰	۲٫۱۴	۷٫۸	۱٫۴۲	۰٫۱۱	۱٫۰۱
	۱۵	۲	۱۰	۲٫۲۸	۸٫۲	۱٫۵۶	۰٫۱۱	۱٫۱۱
دولومیت زین اسبی	۱	۲	۱۲	۲٫۲۹	۸٫۵	۱٫۵۷	۰٫۱۴	۱٫۰۸
	۲	۲	۱۰	۲٫۳۳	۹	۱٫۹۹	۰٫۲۵	۱٫۳۹
پتروگرافی	**شماره نمونه**	**Tb (ppm)**	**Dy (ppm)**	**Er (ppm)**	**Tm (ppm)**	**Yb (ppm)**	**Lu (ppm)**	**Y (ppm)**
سنگ آهک	۵	۰٫۰۹	۰٫۸۷	۰٫۳	۰٫۱۱	۰٫۴	۰٫۰۶	۴٫۶
	۱۲	۰٫۱۴	۱٫۰۹	۰٫۳۸	۰٫۱۱	۰٫۵	۰٫۰۷	۵٫۵
	۱۳	۰٫۰۷	۰٫۸۵	۰٫۲۵	۰٫۱	۰٫۴	۰٫۰۶	۴٫۵
دولومیت ریزبلور	۴	۰٫۴	۲٫۰۳	۱٫۰۳	۰٫۱۹	۰٫۸	۰٫۱	۱۰
	۸	۰٫۰۹	۰٫۸۳	۰٫۲۲	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۰۸	۴٫۳
	۱۰	۰٫۰۸	۱٫۱۳	۰٫۴	۰٫۱۱	۰٫۳	۰٫۰۶	۵٫۴
	۱۴	۰٫۳۴	۱٫۶۷	۰٫۸۲	۰٫۱۷	۰٫۶	۰٫۰۹	۸
دولومیت متوسط بلور	۳	۰٫۰۹	۰٫۸۵	۰٫۲۵	۰٫۰۸	۰٫۲	۰٫۰۶	۴٫۴
	۶	۰٫۰۸	۰٫۸۴	۰٫۲۲	۰٫۰۸	۰٫۲	۰٫۰۷	۴٫۳
	۱۱	۰٫۰۸	۰٫۸۱	۰٫۲۳	۰٫۰۹	۰٫۲	۰٫۰۷	۴٫۳
دولومیت درشت بلور	۷	۰٫۰۹	۰٫۸۱	۰٫۲۴	۰٫۱	۰٫۲	۰٫۰۹	۴٫۳
	۹	۰٫۰۹	۰٫۸۳	۰٫۲۲	۰٫۰۹	۰٫۲	۰٫۰۹	۴٫۳
	۱۵	۰٫۰۸	۰٫۸۸	۰٫۲۵	۰٫۱۱	۰٫۳	۰٫۰۹	۴٫۶
دولومیت زین اسبی	۱	۰٫۱	۰٫۹	۰٫۲۸	۰٫۱۱	۰٫۳	۰٫۰۹	۴٫۰۸
	۲	۰٫۱۷	۱٫۱۶	۰٫۳۹	۰٫۱۲	۰٫۴	۰٫۰۹	۶



شکل ۱۱ نمودار عنکبوتی عناصر خاکی نادر بهنجار شده به کندریت [۳۴].

برداشت

بررسی رخساره‌ها، زمین‌شیمی و شرایط تشکیل سنگ میزبان کانسارهای رسوبی می‌تواند در تعیین خاستگاه سیال‌های کانه-ساز و همچنین اکتشافات نقاط مستعد برای شناسایی جبهه کار معدن مفید باشد. سنگ میزبان کانسارهای سرب و روی در دو معدن مورد بررسی شامل مجموعه سنگ‌های دولومیتی و آهکی وابسته به سازند شتری (تریاس میانی) است. کانسار سازی اغلب به صورت رگه‌ای، رگچه‌ای و توده‌ای در راستای گسل‌ها و شکستگی‌ها همراه با برشی شدن سنگ میزبان رخ داده است. مجموعه شواهد بیان شده همراه با نتایج بررسی‌های پیشین بر ماده معدنی [۲-۵، ۳۵] نشان می‌دهد که کانسار سرب و روی در شمال کوهبنان از نوع دره می‌سی‌سی‌پی است و کانه‌های اقتصادی اولیه بیشتر در فازهای نهایی سرد شدن سیال گرمابی تشکیل شده‌اند. مجموعه سنگ‌های آهکی در نهشته‌های میزبان در سه رخساره گِل‌سنگ، سنگ‌سبز زیست-آواری و سنگ‌سبز درون‌آوارای پلوئیدی تقسیم می‌شوند. ویژگی‌های صحرایی چون آثار موجواره‌ها و طبقه‌های فلاسر در رخساره‌های سنگ‌سبز و مشخصات بافتی از قبیل حضور رخساره پر انرژی سنگ‌سبز دربردارنده دانه‌های پلوئید، درون-آوارای‌ها و خرده‌های فسیلی همه بیانگر رسوبگذاری در بخش-های درونی یک سکوی کربناتی به ویژه در محیط‌های ساحلی تا تالابی است [۳۶-۴۱]. این امر طوری است که رخساره‌های سنگ‌سبز با گسترش هندسی گوه‌ای تا صفحه‌ای شکل در محیط جزرومدی تا خط ساحلی و بیشتر رخساره‌های گل-سنگی نیز در تالاب ساب زیر جزرومدی برجای گذاشته شده‌اند [۴۳،۴۲]. مجموعه سنگ‌های دولومیتی در نهشته‌های مورد بررسی نیز از چهار نوع دولومیت ریزبلور، متوسط بلور، درشت بلور و بی تناسب (زین اسبی) تشکیل شده‌اند. همراهی رخساره‌های دولومیتی ریزبلور با مجموعه رخساره‌های آهکی، همراه با مشخصات بافتی چون بافت شبکه‌ای و حضور کم ذرات آواری کوارتز به نسبت گرد شده در زمینه دولومیت‌ها نشان می‌دهد که دولومیت‌های نوع ریز بلور نیز می‌توانسته‌اند به صورت اولیه در پهنه‌های جزر و مدی (به ویژه زیرمحیط بالای جزر و مدی) نهشته شده باشند [۴۴-۴۸]. این دولومیت‌ها بیشتر بدون لومینسانس بوده و یا از لومینسانس ضعیفی برخوردار هستند که بازتاب کننده شرایط اکسید کننده محیط تشکیل آنهاست. با این وجود، برخی از این دولومیت‌ها می-توانسته‌اند از دولومیتی شدن رخساره‌های گل‌سنگی در مراحل اولیه درونزایی شکل گرفته باشند، به طوری که همراهی رخساره آهکی گل‌سنگ و دولومیت ریزبلور آهن‌دار بیانگر شرایط کم اکسیژن (به نسبت احیایی) و کم انرژی محیط‌های تالابی است. کانی‌های تبخیری چون انیدریت در دولومیت‌های متوسط بلور منطقه نیز نشانگر بازتبلور دولومیت‌های ریزبلور اولیه است [۴۹-۵۱]. از این رو به نظر می‌رسد که دولومیت‌های متوسط بلور بیشتر خاستگاه درونزادی دارند. خاستگاه منیزیم در این نوع دولومیت‌ها اغلب از انحلال دولومیت اولیه و همچنین فشردگی شیل‌ها و درونزایی کانی‌های رسی می‌تواند تامین شده باشد [۵۲-۵۵]. دولومیت‌های درشت بلور به صورت فراگیر و به شکل مسطح خود شکل تا نیمه شکل‌دار دیده می-شوند. این دولومیت‌ها اغلب دارای لومینسانس درخشان نارنجی

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]

یا قرمز هستند که نشانگر شرایط احیایی تشکیل آنها و همچنین اثر جریال سیال‌هایی چون شورابه‌های حوضه‌ای بر سنگ‌های دولومیتی میزبان است [۵۶]. همچنین بلورهای درشت دولومیت زین اسبی به صورت موضعی و اغلب پیرامون مناطق کانه‌زایی وجود دارند. هرچند که در اغلب دولومیت‌های درشت بلور را از نوع تدفینی دانسته‌اند اما حضور این نوع دولومیت‌ها در راستای مناطق کانسارسازی نشان دهنده اثر قابل توجه سیال‌های کانه‌ساز در تشکیل این نوع دولومیت است [۵۷-۵۹]. سیال‌های کانه‌ساز که در راستای گسل‌ها، شکستگی‌ها و فضاهای خالی به سمت بالا حرکت کرده‌اند، افزون بر تشکیل کانه‌های مختلف و اولیه سرب و روی (از قبیل بیشتر کانی‌های سولفیدی سرب و روی) سبب دگرسانی سنگ میزبان شده‌اند که بازتبلور دولومیت‌ها و افزایش اندازه بلورها را در پی داشته است [۶۰-۶۴].

بررسی‌های زمین‌شیمیایی در نمونه‌های سنگ میزبان نشان دهنده ترکیب شیمیایی تقریباً یکسان سنگ میزبان در همه گروه‌های سنگی است. از آنجا که عناصر خاکی نادر به عنوان مهمترین عناصر در تعیین خاستگاه سیال‌ها محسوب می‌شوند، روندهای تقریباً مشابه این عناصر در همه نمونه‌ها گواهی بر یکسان بودن خاستگاه سیال اولیه (زمان رسوبگذاری) است. با این وجود، حضور سیال‌های ثانویه‌ای چون سیال‌های درونزادی و سیال‌های کانه‌ساز (گرمابی) بیشتر سبب تغییر اندازه و شکل در دولومیت‌ها شده و مقدار عنصری نمونه‌ها را تنها در برخی از عناصر اصلی و فرعی تغییر داده است. داده‌های تجزیه عنصر سدیم در نمونه‌های مورد بررسی نشان می‌دهد که دولومیت‌های منطقه در معرض سیالی با شوری کم تا بسیار شور بوده‌اند. دولومیت‌های تشکیل شده بوسیله سیال با شوری عادی دارای مقدار سدیم در گستره ۱۱۰ تا ۱۶۰ ppm هستند، در صورتی که مقدار سدیم در نمونه‌های سنگ میزبان از ۷۰ تا ۱۵۵۰ ppm (میانگین ۳۸۲٫۶۷ ppm) متغیر است. افزون بر این، محاسبه مقدار Sr/Ba نیز این امر را تایید کرده و نشان می‌دهد که نمونه‌های مورد بررسی در محیطهایی با شوری متغیر قرار داشته‌اند. غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر نسبت به کندریت [۳۴] و غنی‌شدگی بیشتر عناصر LREE نسبت به HREE بیان کننده ته‌نشست عناصر از یک سیال یکسان ولی در دماهای متفاوت است [۶۵]. همچنین غنی‌شدگی عناصر خاکی نادر در همه نمونه‌ها نیز نشانگر اثر سیال‌های با خاستگاه یکسان در دولومیت‌ها و آهک‌های سنگ میزبان است [۵۸]. امیری و همکاران [۶۶] با دماسنجی بر اساس ایزوتوپ گوگرد بر کانی‌های سولفیدی کانه‌های سرب و روی منطقه کوهبنان، نشان داده‌اند که دمای سیال کانه‌ساز بین ۵۸ تا ۱۱۴ درجه سانتیگراد است. بر این اساس تغییر مشاهده شده در ویژگی سنگ‌ها را می‌توان به تغییر تدریجی دما و ترکیب سیال در مسیر نسبت داد [۶۵]، به طوری که با حرکت سیال‌ها در طول شکستگی‌ها نخست کانی‌های سولفیدی و سپس کربناتی‌های سرب و روی تشکیل شده است. با کاهش عناصر سرب و روی در ترکیب سیال، دولومیت‌های درشت بلور از دگرسانی سنگ میزبان تشکیل شده‌اند. با این وجود، بسیاری از کانی‌های غیر سولفیدی سرب و روی می‌توانند توسط سیال‌های جوی و طی فرایندهای هوازدگی و شستشو از دگرسانی کانی‌های اولیه در مرحله پیدایش دور تشکیل شوند [۱۵]. بر پایه $(La/Yb)_N = (La/Yb)_{sample} / (La/Yb)_{standard}$ می‌توان به pH سیال پی برد؛ اگر مقدار آن بیش از یک باشد سیال قلیایی، برابر با یک باشد سیال خنثی و اگر مقادیر کمتر از یک نشان دهد، سیال اسیدی است [۶۷]. این مقدار برای نمونه‌های مورد بررسی بین ۳٫۲۸ تا ۹٫۲۹ به دست آمد که بیانگر ترکیب قلیایی سیال در سنگ‌های آهکی و دولومیتی میزبان است.

یکی از مسائل مهم در بررسی دولومیت‌ها، بررسی خاستگاه منیزیم برای فرایند دولومیتی شدن است. با توجه به روند مشابه تغییرات عناصر خاکی نادر در سنگ‌های آهکی و دولومیت‌های مورد بررسی می‌توان نتیجه گرفت که خاستگاه اولیه سیال یکسان بوده و بخش زیادی از منیزیم ممکن است از آب دریا تامین شده باشد. این امر برای تشکیل دولومیت‌های ریز بلور تا حد بسیاری موثر است. با این وجود، حضور توالی آواری‌ها به ویژه شیل‌ها در پایین و بالای نهشته‌های کربناتی و فشردگی آنها طی درونزایی و تبدیل کانی‌های رسی در آنها می‌توانند به عنوان یکی از منابع منیزیم درنظر گرفته شود [۲۴، ۵۳، ۶۸، ۶۹]. از سوی دیگر، سیال کانسارساز (گرمابی) نیز دارای مقادیر بالای منیزیم است که می‌تواند در تشکیل دولومیت‌های درشت بلور همراه با ماده معدنی مهم باشند. پژوهش امیری و رسا [۷۰] پیرامون خاستگاه فلزات در سیال کانسارساز سرب و روی در نزدیکی کوهبنان و بهاباد نشان می‌دهد که سنگ میزبان می‌تواند به عنوان خاستگاه اصلی فلزات در نظر گرفته شود. هرچند که بررسی این مورد از اهداف این پژوهش نبود، اما در این صورت خاستگاه منیزیم برای فرایند دولومیتی‌شدن نیز می‌تواند در ارتباط با انحلال و دگرسانی سایر نهشته‌های سنگ میزبان معرفی شود که این مورد نیز با توجه به الگوی یکسان عناصر خاکی نادر در نهشته‌های مورد بررسی دور از انتظار نیست.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]
[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]

قدردانی

در اینجا لازم است تا از امکانات مادی و معنوی گروه‌های زمین‌شناسی دانشگاه‌های فردوسی مشهد و شهید باهنر کرمان که در اختیار نویسندگان قرار دادند، تشکر نمائیم. این پژوهش با حمایت مادی معاونت پژوهشی دانشگاه فردوسی مشهد (گرنت شماره ۴۷۹۵۶/۳) انجام شد که سپاسگزاریم.

مراجع

[1] Amiri A., Ghorbani M., Akbarzadeh A., Shojaei Baghini S., *"New Trends on Non-Sulfur Zn and Pb Strataband Deposits in Kohbanan Area of Bahabad"*, 9th Iranian Geological Society Conference, Tehran, Iranian Geological Society, Tarbiat Moallem University, (2005),375-385. [In Persian]

[2] Eskandari Nejad R., *"Geochemistry and Economic Evaluation of Lead and Zinc Deposits of Tarz Area, North of Kerman Province: Emphasis on Trace Elements"*, Shahid Bahonar University of Kerman, MSc Thesis, (2019),127p.

[3] Jalili V., *"Textural, Structural and Geochemical Characteristics of Lead and Zinc Minerals in Pb-Zn Deposits of the Ravar-Kuhbanan Belt, Kerman Province"*, MSc Thesis, (2002), 199p.

[4] Rahju Guitari, M., *"Geology and reproductive model of the Gojar Pb-Zn deposits in the Lead-Zinc belt of Ravar-Kuhbanan, Kerman province"*, M.Sc. Thesis, (2016), 140p.

[5] Ahmadi S., *"Study of geology, geochemistry, mineralogy and mineralization model of the Karvangah Pb-Zn deposits, the lead-zinc belt of Ravar-Kohbanan-Bahabad, Shahid Bahonar University of Kerman"*, MSc thesis, (2019), 73p.

[6] Rajabi A., Rastad E., Canet C., *"Metallogeny of Cretaceous carbonate-hosted Zn–Pb deposits of Iran: geotectonic setting and data integration for future mineral exploration"*, International Geology Review, (2012), 54, 1649–1672.

[7] Sabzehi M., Afruz A., *"Analysis on Lead–zinc mineralizations in the Central Iran: Ravar, Kerman, Kuhbanan and Rafsanjan areas"*, Lead–zinc prospecting plan, Iranian Ministry of Industries and Mines, (1990), internal report.

[8] Javanshir A., Rastad E., Mehry B., *"Mo mineralization associated with Zn–Pb in the Ahmadabad, Abheydar and Tajkuh deposits in Shotory formation, Bafq-Behabad district"*, The 25th Symposium on Geosciences, Geological Survey of Iran, Tehran, (2006).

[9] Javanshir A., *"Mineralogy, geochemistry, facies analysis and genesis of Zn–Pb (Mo) mineralization in Shotori Formation dolomites of the Ahmadabad deposit (NE-Bafq)"*, M.Sc. thesis, Tarbiat Modares University, Tehran, Iran (unpubl.), (2007).

[10] Rajabi A., Rastad E., Canet C., *"Metallogeny of Permian–Triassic carbonate-hosted Zn–Pb and F deposits of Iran: A review for future mineral exploration"*, Australian Journal of Earth Sciences, (2013), 60: 197–216.

[11] Luo K., Zhou J., Hang Z., Wang X., Wilde S., Zhou W., Tian L., *"New insights into the origin of early Cambrian carbonate-hosted Pb-Zn deposits in South China: A case study of the Maliping Pb-Zn deposit"*, Gondwana Research, (2019), 70: 88-103.

[12] Aghanabati A., *"Geology of Iran. Ministry of Industry and Mines, Geological Survey and Mineral Exploration of Iran"*, (2010), 606 p. [In Persian]

[13] Mahdavi M.A., Soheili M., Mohajel M., Haj-mola A., *"Geological map for ravar, 1:250000"*, Geological survey of Iran, Tehran, (1996).

[14] Zamani F., Moussavi-Harami R., Zand-Moghadam H., Mahboubi A., *"Lithofacies and petrofacies of red siliciclastic deposits in the Karavangah area, north of Kuhbanan: Dahoo or Sorkh-Shale Formation?"*, th Iranian Sedimentological Society Conference, Zanjan University, (2018), 1118p.

[15] Eskandari Nejad R., Zand-Moghadam H., Khorasani pour M., *"Mineralogy and geochemistry of sulfide zone of Tarz Pb-Zn mine, North of Kerman province: A case study of carbonate-hosted sedimentary ore deposits"*, Journal of Srtatigraphy and Sedimentology Researches University of Isfahan, (2019), 1-22. [In Persian].

[16] Maghfouri S., Hosseinzadeh M., Rajabi A., Choulet A., *"A review of major non-sulfide zinc deposite in Iran"*, Geoscience Frontiers, (2018), 9: 249-272.

[17] Dickson J., *"A modified staining technique for carbonates in thin section"*, Nature, (1965), p. 205-285.

[18] Dunham R.J., *"Classification of carbonate rocks according to depositional texture"*, American

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]

implications for REE mobility during carbonate diagenesis", Journal of Sedimentary Petrology, (1988), 58: 415-432.

[29] Webb G.E., Kamber B.S., *"Rare earth elements in Holocene reefal microbialites: a new shallow seawater proxy"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, (2000), 64: 1557-1565.

[30] Kamber B., Webb G., *The geochemistry of late Archaean microbial carbonate: Implications for ocean chemistry and continental erosion history"*, Geochimica Et Cosmochimica Acta, (2001), 65: 2509-2525.

[31] Nothdurft L. D., Webb G. E., Kamber B. S., *"Rare earth element geochemistry of Late Dovonian reefal carbonates, Canning Basin, Western Australia: confirmation of a seawater REE proxy in ancient limestone"*, Geochimica et Cosmochimica Acta, (2004), 68: 263-283.

[32] Barton E.D., Bau M., Alexander B., *"Preservation of primary REE patterns without Ce anomaly during dolomitization of Mid-Paleoprotrozoic limestone and the potential re-establishment of marine anoxia immediately after the Great Oxidation Event"*, South African Journal of Geology, (2006), 109: 81-86.

[33] Racki G., Konigshof P., Belka Z., Dopieralska J., Pisarzowska A., *"Diverse depositional and geochemical signatures of the Frasnian-Famennian global event in western Thailand reveal Palaeotethyan vs. Western Australian geotectonic affinities"*, Journal of Asian Earth Sciences, (2019).

[34] Taylor S. R., McLennan S. M., *The Continental Crust: Its Composition and Evolution"*, Blackwell Scientific publication, Oxford, (1985).

[35] Amiri A., *"Study of the geological, geochemical and genesis charactristics of carbonate-hosted Zn-Pb deposites in the Ravar-Bafgh area"*, Islamic Azad University, Science and Research Unit, (2007), 320p.

[36] Dumas S., R.W.C. Arnott, J.B. Southard, *"Experiments on oscillatory- flow and combined-flow bed forms: implications for interpreting parts of the shallow-marine sedimentary record: Journal of Sedimentary Researches"*, (2005), 75: 501-513.

Assiciation of Petroleum Geologists, (1962), 1: 108-121.

[19] Sibley D. F., Gregg J. M., *"Classification of dolomite rock textures"*, Journal of Sedimentary Research, (1987), 6: 57.

[20] Gillhaus A., Richter D., Meijer J., Neuser R., Stephan A., *"Quantitative high resolution cathodoluminescence spectroscopy of diagenetic and hydrothermal dolomites"*, Sedimentary geology, (2001), 140: 191-199.

[21] Wei A., Xuo C., Xiang K., Li J., Liao C., Akhter Q., *The ore-forming process of the Maoping Pb–Zn deposit, northeastern Yunnan, China: constraints from cathodoluminescence (CL) petrography of hydrothermal dolomite"*, Ore Geology Reviews, (2015), 70: 562–577.

[22] Ciurana D., Corbella M., Cardellach E., Vindel E., Gras D., Griera A., *"Petrography and geochemistry of fault-controlled hydrothermal dolomites in the Riopar area (Prebetic Zone, SE Spain)"*, Marine and Petroleum Geology, (2016), 71: 310-328.

[23] Leach D. L., Bradley D. C., Hutson D., Pisarevsky S. A., Taylor R. D., Gardoll S. J., *"Sediment-Hosted Lead-Zinc Deposits in Earth History"*, Economic Geology, (2010), 105: 593–625.

[24] Li Q., Jiang Z., Hu W., You X., Hao G., Zhang J., Wang X., *"Origin of dolomites in the Lower Cambrian Xiaoerbulak Formation in the Tarim Basin, NW China: Implications for porosity development"*, Journal of Asian Earth Sciences, (2015), 115: 557-570.

[25] Liu Y. J., *"Elementary Geochemistry, Sience Press, Beijing"*, (1984), P. 53 [in Chinese].

[26] Gao X., Wang P., Li D., Peng Q., Wang C., Ma H., *"Petrologic characteristics and genesis of dolostone from the Campanian of the SK-I Well Core in the Songliao Basin, China"*, Geoscience Frontiers, (2012), 1-12.

[27] Mason B., Moore C., *"Principles of Geochemistry"*, Willey, (1982), 344p.

[28] Banner J.L, Hanson G.N., Meyers W.J., *"Rare earth element and Nd isotopic variations in regionally extensive dolomites from the Burlington-Keokuk Formation (Mississippian):*

[37] Flugel E., *"Microfacies of Carbonate Rocks, Analysis, Interpretation and Application"*, Springer-Verlag, Berlin, (2010), 976p.

[38] Bassi D., Nebelsick J., *"Components, facies and ramps: redefining Upper Oligocene shallow water carbonates using coralline red algae and larger foraminifera (Venetian area, northest Italy), Palaeogeography, Palaeoclimatology*", Palaeoecology, (2010), 295: 258-280.

[39] Shahraki J., Javdan M., Pahlavan Hashemi M., Jami M., Mastooh M., Kalvandi M., *"Facies Analysis, Depositional Environment of the Lower Permian Deposits of Chili Formation in Kalmard Block, Estern Central Iran, (Darin Section)"*, Open Journal of Geology, (2015), 5: 539-551.

[40] Gao Sh., *"Geomorphology and Sedimentology of Tidal Flats"*, Coastal Wetlands, (2019), 359-381.

[41] Schutte C., Ahmercamp S., Wu C., Seidel M., Dirk de Beer, Cook P., Joye S., *"Biogeochemical Dynamics of Coastal Tidal Flats"*, Coastal Wetlands, (2019), 407-440.

[42] Lasemi Y., Jahani D., Amin-Rasouli H., Lasemi Z., *"Ancient carbonate tidalites"*, Springer, (2012), 567-607.

[43] Zand-Moghadam H., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., Bavi H., *"Comparison of Tidaites in Siliciclastic, Carbonate, and Mixed Siliciclastic-Carbonate Systems: Example from Cambrian and Devonian Deposits of East-Central Iran"*, International Scholary Research Network Geology, (2013), 21.

[44] Birchard M.C., Rutka M.A., Brunton F.R., *"Lithofacies and geochemistry of the lucas formation in the subsurface of Southwestern Ontario: a high purity limestone and Potential high purity dolostone resource"*, Ontario Geological Survey Open File report, (2004), 6137: 57p.

[45] Zhao H., Jones B., *"Genesis of fabricdestructivedolostones: A case study of the Brac Formation (Oligocene)"*, Cayman Brac, British West Indies. Sedimentary Geology, (2012), 36-54.

[46] Meister P., Mackenzie J., Bernasconi S., Brack P., *"Dolomite formation in the shallow seas of the Alpine Triassic"*, Sedimentology, (2013), 60: 270-291.

[47] Wernette P., Weymer B., Trimble S., Hammond B., *"The Critical Zone of Coastal Barrier Systems"*, Development in Earth Surface Processes, (2015) 19: 497-522.

[48] Hou Y., Azmy K., Berra F., Jadoul F., Blamey N., Gleeson S., Brand U., *"Origin of Breno and Esino dolomites in the western southern Alps"*, implications. Marine and Petroleum Geology, (2016), 69: 38-52.

[49] Bayetgol A., Moussavi-Harami R., Mahboubi A., *"Depositional environments and sequence stratigraphy of siliciclastic-carbonate deposits of the Shirgasht Formation, local tectonic evidence and global sea level changes in the sedimentary process in the Kalmard Block, Central Iran"*, Stratigraphy and Sedimentology Research, (2015), 37-68. [In Persian].

[50] Hampson G.J., Storms J.E.A., *"Geomorphological and sequence stratigraphic variability in wave-dominated, shoreface-shelf parasequences"*, Sedimentology, (2003), 50 :667-701.

[51] Hampson G.J., Procter E.J., Kelly C., *"Controls on isolated shallow-marine sandstone deposition and shelf construction: late Cretaceous Western Interior Seaway"*, northern Utah and Colorado. In: G.J. Hampson, R.J. Steel, P.M. Burgess and R.W. Dalrymple, (Eds.), "Recent Advances in Models of Siliciclastic Shallow-Marine Stratigraphy", Society of Sedimentary Geology (SEPM), Special Publications., (2008), 90 :355-389.

[52] Sternbach C.A., Friedman G.M., *"Ferroan carbonates formed at depth require porosity well log correction: Hunton Group"*, Deep Anadarko Basin (Upper Ordovician to Lower Devonian) of Oklahoma and Texas. Transactions of Southwest Section. American Association of Petroleum Geologists Bulletin, (1984), 167-173.

[53] Adabi M., *"Multistage dolomitization of upper Jurassic Mozduran formation, Kopet-Dagh Basin, n.e. Iran"*, Carbonate and Evaporites, (2009), 24: 16-32.

[54] Sternbach C.A., Friedman G. M., *"Ferroan carbonates formed at depth require porosity well – log correction: Hunton Group, deep Anadarko Basin (Upper Ordovician to lower Devonian) of Oklahoma and Texas: Transaction of Southwest*

[63] Dewit J., Huysmans M., Muchez Ph., Hunt D., Thurmond J., Verges J., Saura E., Fernandez N., Romaire I., Esestime P., Swennen R., *"Reservoir characteristics of fault-controlled hydrothermal dolomite bodies: Ramales platform case study"*, Geological Society, London, Special Publication, (2012), v.370.

[64] Zheng H., Ma Y., Chi G., Qing H., Liu B., Zhang X., Shen Y., Liu J., Wang, Y., *"Stratigraphic and Srtucural Control on Hydrothermal Dolomitization in the Middle Permian Carbonates, Southwestern Sichuan Basin (China)"*, Minerals, (2019), 9: 32.

[65] Azomani E., Azmy K., Blamey N., Brand U., Al-Aasm I., *"Origin of Lower Ordovician dolomites in eastern Laurentia: Controls on porosity and implications from geochemistry"*, Marine and Petroleum Geology, (2012), 1-16.

[66] Amiri A., Rasa I., Khakzad A., *Thermometry and Formation Model of Carbonate-hosted Zn-Pb Sulfide Deposits in the Raver-Bafgh area Based on Sulfur Stable Isotopes"*, Journal of Earth Sciences, (2009), 72: 3-10. [In Persian].

[67] Zanganeh V., *"Geochemistry and Mineralogy of Urmia-Ashnouyeh Dolomites"*, Urmia University MSc Thesis, (2017), 115p.

[68] Mountjoy J.A., Amthor J.E, *"Has burial dolomitization come of age? Some answer from the Western Canada Sedimentary Basin"*, In: Purser, B., Tucker, M., Zenger, D. (Eds.), Dolomites a Volume in Honour of Dolomieu. Special Publications of the International Association of Sedimentologists, (1994), 21: 203-229.

[69] Qing H., Bosence W.J., Rose E., *"Dolomitization by penesaline sea water in Early Jurassic peritidal platform carbonates"*, Gibraltar western Mediterranean, Sedimentology, (2001), 48: 153-163.

[70] Amiri A., Rasa I., *"Determination of the origin of carbonate-hosted Zn-Pb deposits in Kuhbanan-Bahabad area: mineralogical, geochemical evidence and pattern of rare elements"*, Lahijan Quarterly Periodical of Earth and Resources, (2009), 2: 21-42 .[In Persian].

section", American Assiciation of Petroleum Geologists, (1984), p.167-17. [In Persian].

[55] Karimzadeh F., Adabi M., *"Description of Different Kinds of Dolomites in Shotori Formation (Kouhbanan area) based on Petrographic and Geochemical studies with a reference to the Role of Shales in the Sorkh Shale Formation as a Major Source of Mg"*, Journal of Earth Sciences, (2008), 69: 110-129. [In Persian].

[56] Mahdavi M., Shafei-Bafti B, Amini A., Rasouli M., *"Dolomites and breccias in the Kamarposht Fluorite Mine, Elika Formation, Central Alborz"*, Iranian Geological Survey, (2018) , 47-62. [In Persian].

[57] Davies G., Smith L., *"Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview: Reply"*, American Association of Petroleum Geologists, (2007), 91: 1342-1344.

[58] Hong L., Teng M., Xiucheng T., Wei Z., Guang H., Di X., Bing L., Shujiao Sh., Chengpeng S., *"Origin of structurally controlled hydrothermal dolomite in epigenetic karst system during shallow burial: An example from Middle Permian Maokou Formation, central Sichuan Basin, SW China"*, Petroleum Exploration and Development, (2016), 43: 1000-1012.

[59] Jazi M.A., Karimpour M.H., Malekzadeh Shafaroudi A., *"Nakhlak carbonate-hosted Pb-(Ag) deposit, Isfahan province, Iran: a geological, mineralogical, geochemical, fluid inclusion, and sulfur isotope study"*, Ore Geology Reviews, (2017), 80: 27–47. [In Persian].

[60] Davies G., Smith L., *"Structurally controlled hydrothermal dolomite reservoir facies: An overview"*, American Association of Petroleum Geologists, (2006), 90: 1641-1690.

[61] Chen D., *"Structure-controlled hydrothermal dolomitization and hydrothermal dolomite reservoirs"*, Oil and Gas Geology, (2008), 25: 614-622.

[62] Horgue M., iriarte E., Schroder S., Fernandez-Mendiola P., Caline B., Corneyllie H., Fremont J., Sudrie M., Zerti S., *"Structrally controlled hydrothermal dolomites in Albian carbonates of the Ason valley, Besque Cantabrian Basin, Northern Spain"*, Marine and Petroleume Geology, (2010), 27: 1069-1092.

[DOR: 20.1001.1.17263689.1399.28.2.17.9]

[DOI: 10.29252/ijcm.28.2.507]